

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA



DPTO. DE INGENIERIA AMBIENTAL, FÍSICA Y
METEOROLOGIA

TEORIA – METEOROLOGIA GENERAL



ELABORADO POR:

M.Sc. Victoria Calle
Ing. Franklin Unsihuay Tovar

LA MOLINA • PERU

CONTENIDO ANALÍTICO

1.- Introducción

Naturaleza y alcance de la meteorología. Relación de la meteorología con otras ciencias, Meteorología aplicada

2.- Propiedades físicas de la atmósfera

Composición del aire. Aire seco. Las tres formas del oxígeno, masa y densidad de la atmósfera. Presión del aire. Unidades. Gradiente de presión. Extensión o estructura de la atmósfera.

3.- Energía Atmosférica

Formas de energía. Calor. Formas de transferencia de calor. Radiación solar. Leyes de radiación. Espectro solar. Constante solar. Efecto de la atmósfera y la tierra sobre la radiación solar. Albedo. Radiación terrestre y atmosférica. Efecto invernadero. Balance de radiación. Variación latitudinal y estacional. Balance energético.

4.- Humedad atmosférica y balance hídrico

Vapor de agua, aire húmedo, presión de vapor actual, presión de vapor de saturación, humedad absoluta, relación de mezcla, humedad específica, humedad relativa, formas de saturación, elementos meteorológicos que afectan la evaporación, evapotranspiración, evapotranspiración potencial, evapotranspiración real, factor de cultivo, fórmulas de evapotranspiración potencial: Penman, Thornthwaite, Hargreaves, etc. Balance hídrico climático.

5.- Temperatura

Temperatura del aire, escalas de temperatura, equivalencias entre escalas de temperatura, variación horizontal y vertical de temperatura. Gradiente de temperatura. Heladas, naturaleza física de las heladas, clases y prevención.

6.- Termodinámica de la atmósfera

Convección libre y forzada. Cambios adiabáticos de temperatura. Ecuación adiabática. Temperatura potencial. Subsistencia. Gradiente adiabático seco y húmedo. Estabilidad e inestabilidad. Nivel de condensación. Diagrama termodinámico.

7.- Condensación y precipitación

Condensación del vapor de agua, núcleos de condensación. Efectos de curvatura y solutos. Formas de condensación. Rocío, niebla y nubes. Clases de nubes. Reconocimiento de nubes. Características generales. Clases de nieblas. Precipitación. Teoría de la formación de precipitación. Formas de precipitación. Tipos de precipitación. Distribución de la precipitación durante el año. Distribución latitudinal. Electricidad de una tormenta. Producción artificial de lluvia.

8.- Circulación General de la atmósfera

Leyes de movimiento. La fuerza de gradiente de presión. Efectos del movimiento de rotación de la tierra. Fuerza de Coriolis. Viento geostrófico. Corriente en chorro. Circulación de origen termal. Circulación primaria. Los grandes sistemas de vientos. Influencia de continentes y océanos. Estructura vertical de la circulación. Circulación Invernal y estival. Circulación Monzónica. Circulación secundaria. Ciclones y anticiclones. Distribución Geográfica de los sistemas de presión. Circulación terciaria. Vientos locales. Brisas de montaña y brisas de valle. Brisa terrestre y marina. Viento Foehn.

9.- Masas de aire y frentes

Masas de aire. Tipos, características, clasificación y modificaciones de las masas de aire. Sistemas de frentes, estructura y clasificación. Ciclo de vida de un ciclón.

10.- Pronóstico del tiempo

Diagnóstico. Predicción clásica. Predicción numérica.

11.- Meteorología aplicada

La meteorología y la agricultura. La meteorología y la navegación aérea. La meteorología y la hidrología. La meteorología y la contaminación ambiental. La meteorología y la oceanografía.

CAPITULO I INTRODUCCION

La **Meteorología** es la ciencia del "tiempo atmosférico", es decir es la ciencia que trata del estudio de la atmósfera, de los fenómenos y procesos que en ella ocurren.

Tiempo o estado del tiempo .- Se entiende por tiempo, al estado físico instantáneo y puntual de la atmósfera, resultante de la interacción de los elementos meteorológicos entre sí y con los factores meteorológicos reinantes en un lugar. El estado del tiempo cambia continuamente.

1.1 ELEMENTOS y FACTORES METEOROLÓGICOS

Elementos Meteorológicos.- Son las variables físicas utilizadas para indicar el estado o condición física de la atmósfera; las que podemos clasificarlo como:

- a) **Elementos meteorológicos primarios**, aquellos cuyos orígenes no dependen de la interacción entre la tierra y su atmósfera:
 - Presión atmosférica
 - Radiación solar
- b) **Elementos meteorológicos derivadas**, originados por el intercambio energético entre la tierra y su atmósfera:
 - Temperatura del aire
 - Humedad atmosférica
- c) **Elementos meteorológicos secundarios** originados por la interacción entre los elementos primarios y los originados por el intercambio energético entre la tierra y su atmósfera:
 - Vientos o movimiento del aire
 - Nubes
 - Precipitación

Factores.- Estos son los agentes que modifican la magnitud de los elementos meteorológicos y pueden agruparse en:

a) Factores permanentes:

- Latitud
- Altitud
- Distribución de continente y océanos
- Barreras de montañas
- Relieve topográfico
- Movimientos de la tierra

b) Factores variables

- Corrientes oceánicas

- masas de aire
- Centros de altas presiones cuasipermanentes
- Contaminantes o aerosoles
- Etc.

Coordenadas geográficas

Son la latitud, longitud y altura, se usan para determinar la posición de cada punto de la superficie terrestre. Por ejemplo las coordenadas geográficas de la estación Alexander Von Humboldt de UNALM son:

Latitud : 12°05' S
 Longitud : 76°56' W
 Altitud : 243,7 msnm

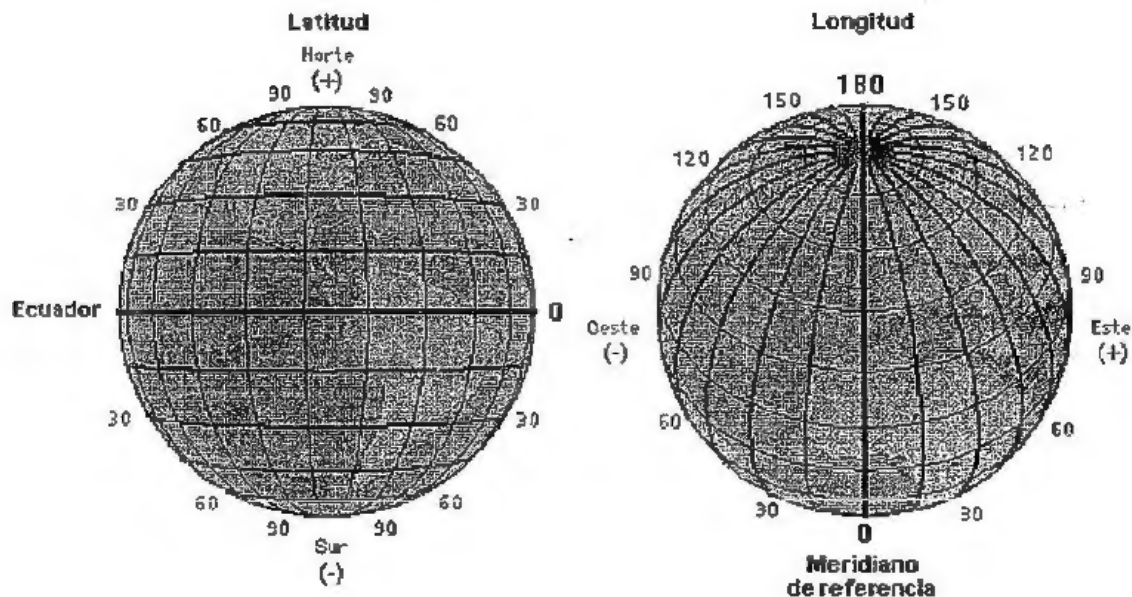


Figura:1.1 Coordenadas geográficas.

1.2 SUBDIVISION DE LA METEOROLOGIA

La meteorología puede subdividirse desde un punto de vista teórico y de sus aplicaciones a las actividades humanas; por ejemplo tenemos:

a) Meteorología Teórica:

- Meteorología Dinámica
- Meteorología Física
- Meteorología Estadística o Climatología

b) Meteorología Aplicada

- Meteorología Sinóptica
- Meteorología Aeronáutica
- Hidrometeorología
- Meteorología Médica

1.3 LA METEOROLOGIA Y SU RELACION CON OTRAS CIENCIAS

La Meteorología está íntimamente relacionado con las siguientes ciencias:

a) Geofísica

Es un conjunto conglomerado de ciencias que estudia las propiedades de la tierra y los procesos físicos que ocurren en ella. En la geofísica, la tierra está dividida en tres capas: Litósfera, hidrósfera y atmósfera. Como la meteorología estudia los fenómenos que ocurren en la atmósfera, se le considera como una rama de la geofísica.

b) Física

La meteorología utiliza las leyes de la dinámica, óptica, electricidad, etc, a fin de explicar los procesos que ocurren en la atmósfera.

c) Matemática

Provee un muy conveniente y poderoso método de expresión de las ideas físicas y de medios por los cuales esas ideas se pueden llevar a formas numéricas. Los procesos atmosféricos sólo estarán comprendidos en forma descriptiva, si no se recurriera a la matemática.

d) Oceanografía

La atmósfera está extendida y fluye a través de los océanos y paradójicamente recibe gran parte de la energía a través del agua evaporada de los océanos.

e) Hidrología

Se ocupa a través del tiempo de todas las formas de precipitaciones sobre la tierra, descarga de los ríos en los mares y del retorno del agua a la atmósfera o sea del CICLO HIDROLOGICO

f) Geografía

Los procesos atmosféricos son diferentes bajo distintas condiciones geográficas. Así mismo las condiciones del estado del tiempo son diferentes en diferentes regiones geográficas.

1.4 LA METEOROLOGIA Y LAS DISTINTAS ACTIVIDADES HUMANAS

La agricultura es una actividad condicionados por muchos factores tales como:

1. Económico

- Maquinarias y herramientas agrícolas
- Semilla
- mano de obra
- abonos y fertilizantes
- insecticidas y fungicidas
- Etc.

2. Edáficos**3. Plagas y enfermedades****4. Requerimientos hídricos del cultivo**

- Riego
- Precipitación

5. Requerimientos climáticos del cultivo

- Precipitación
- Temperaturas óptimas
- Temperaturas críticas (superior e inferior)
- Humedad atmosférica
- Duración del día
- Radiación solar

6. Índices climáticos y agroclimáticos

De aquí se debe señalar que los cuatro (4) primeros factores son ampliamente considerados, en tanto que el factor cinco (5) es considerado en forma muy limitada, mientras que el último factor (6) son los menos considerados.

Actividad Pecuaria, también están íntimamente relacionado con el clima

Transporte

Construcción o Arquitectura

1.5 VARIACION EN EL ESPACIO Y TIEMPO

El tiempo atmosférico varía latitudinalmente, longitudinalmente y verticalmente, y, esto conlleva a usar escalas para estudiar el comportamiento y la evolución del tiempo atmosférico y éstas son:

- a) Microescala: Estudia los diferentes procesos y fenómenos que ocurren dentro de la capa atmosférica que está influenciada por relieve topográfico (fricción). En esta capa atmosférica es donde se desarrollan los seres vivos. La variación temporal y espacial en esta escala es:

- | | | |
|--------------|---|-------------------|
| - Tiempo | : | de 1 seg a 1 hora |
| - Horizontal | : | de 1 mm a 1 Km |
| - Vertical | : | de 1 mm a 10 m |

- heladas
- b) Mesoescala: Conocida como la meso-meteorología y estudia los fenómenos atmosféricos tales como los tornados, tormentas, formaciones nubosas, etc. La escala que se considera es:

- Tiempo	:	1 hora a 1/2 día
- Horizontal	:	1 Km a 100 Km
- Vertical	:	10 m a 1 Km

- escala sinóptica
- c) Macroescala: Es la Meteorología Sinóptica que estudia las variaciones en el espacio y en el tiempo de la familia de los ciclones y anticiclones. Su marco de referencia es:

→ Altas y bajas presiones, frentes, etc. se hace las previsiones

- Tiempo	:	1/2 día a 1 semana
- Horizontal	:	100 Km a 10,000 Km
- Vertical	:	1 Km a 20 Km

- d) Escala Global: Es el estudio de todos los estados atmosféricos que se realizan en el sistema Tierra-Atmósfera siendo sus escalas de referencia:

→ L

→ en un momento

→ global

- Tiempo	:	Más de 1 semana
- Horizontal	:	Más de 10,000 Km a todo el Globo
- Vertical	:	de 20 Km a 100 Km

Variación en el Espacio y Tiempo

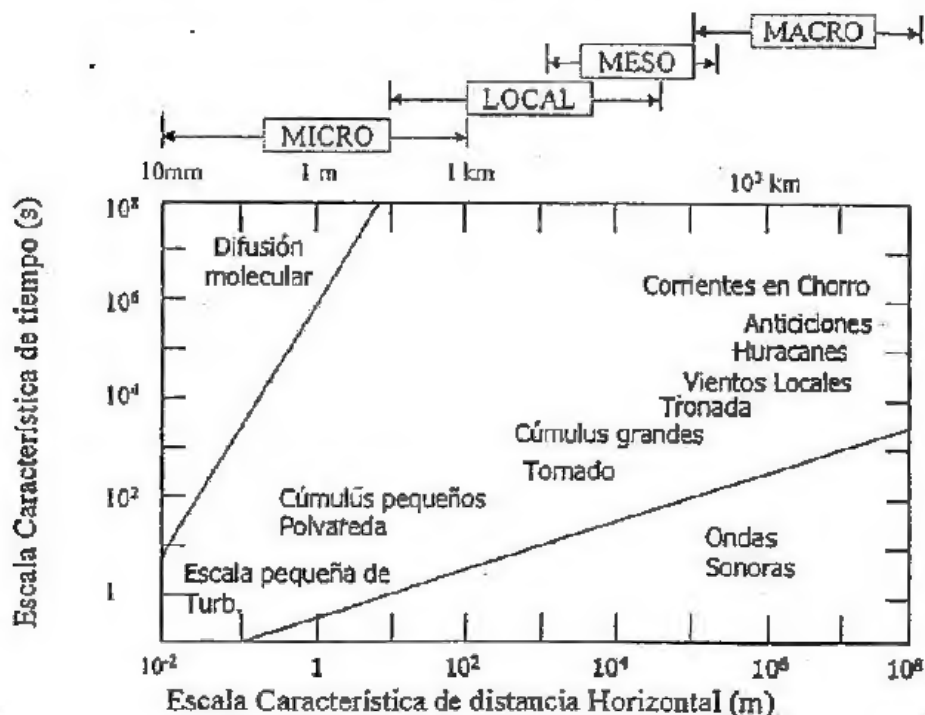


Figura: 1.2 Escalas usadas en Meteorología

CAPITULO II PROPIEDADES FISICAS DE LA ATMOSFERA

2.1 LA ATMOSFERA

Es la envoltura gaseosa de la tierra, el cual está constituido por aire seco, vapor de agua y aerosoles.

2.2 COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

El aire atmosférico es una mezcla de gases y aerosoles. Los gases pueden ser permanentes y variables. Los gases variables son el vapor de agua, ozono y anhídrido carbónico. Sin embargo, la composición del aire seco es aproximadamente constante y está constituido por los siguientes gases:

a) Aire seco

Cuadro N° 2.1. Composición de los principales componentes del aire seco.

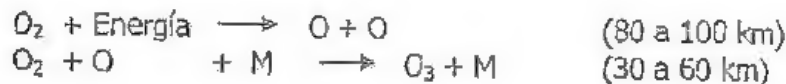
Nombre	Proporción en-Porcentaje (%)	
	En Volumen	En Peso
Nitrógeno (N ₂)	78,09	75,54
Oxígeno (O ₂)	20,95	23,14
Argón (Ar)	0,93	1,27
Anhídrido Carbónico (CO ₂)	0,03	0,05
Total	100,00	100,00

Cuadro N° 2.2 Composición del aire (en la tropósfera)

Gas	M	Volumen en %
Nitrógeno (N ₂)	28,0	78,09
Oxígeno (O ₂)	32,0	20,95
Argón (Ar)	39,94	0,93
Neón (Ne)	20,2	$1,8 \times 10^{-3}$
Helio (He)	4,0	$5,3 \times 10^{-4}$
Metano (CH ₄)		$1,5 \times 10^{-4}$
Kriptón (Kr)	83,8	$1,1 \times 10^{-4}$
Hidrógeno (H ₂)	2,0	$5,0 \times 10^{-5}$
Xenón (Xe)	131,3	$8,0 \times 10^{-6}$
Ozono (O ₃)	48,0	$1,0 \times 10^{-8}$
Yodo (I)	126,9	$3,5 \times 10^{-9}$
Radón (Rn)	222,0	$6,0 \times 10^{-18}$
otros...		menos de 10^{-10}
dióxido de carbono (CO ₂)	44	0,02-0,04
vapor de agua (H ₂ O)	18	0,0 - 4,0

Formas del Oxígeno: El oxígeno mayormente se encuentra en forma biatómica (O_2). Sin embargo también pueden encontrarse en la alta atmósfera oxígeno triatómico u Ozono (O_3) y oxígeno monoatómico (O).

El Ozono: Esta se forma en la alta atmósfera (18 - 60 Km), por procesos fotoquímicos. Cuando sobre el oxígeno molecular (O_2) incide radiación ultravioleta de longitud de onda muy corta ($\lambda \leq 0,2 \mu$) originando el oxígeno atómico, la cual colisiona con oxígeno molecular y da origen al ozono:



Donde M representa la cantidad de movimiento y energía necesarios que son proporcionados por el choque con un tercer átomo o molécula

El ozono así producido absorbe radiación ultravioleta ($0,20 - 0,22 \mu$), con los que se desdobra un oxígeno molecular y atómico



Estos procesos de producción y destrucción ocurren en forma continua y natural en la capa atmosférica de aproximadamente entre los 18 a 100 km.

La máxima concentración de ozono (O_3) se encuentra alrededor de los 25 a 30 km. de altitud. El ozono tiene gran importancia en la transferencia de energía radiante que se realiza en la atmósfera. Generalmente absorben gran cantidad de radiación ultravioleta del sol, razón por el cual esta última alcanza la superficie terrestre en poca cantidad.

- **Anhidrido Carbónico** (CO_2) - Tiene su origen en procesos de la respiración de los seres vivos, descomposición de elementos orgánicos del suelo, combustión de combustibles fósiles, erupciones volcánicas. Es utilizado en los procesos de fotosíntesis, en la formación de carbonato de calcio, es decir, en la formación de conchas y esqueletos de animales marinos etc.

El CO_2 es absorbente tanto de radiación solar (onda corta), como de radiación termal (onda larga). Debido a ello existen teorías de cambios climáticos de calentamiento de ciertas partes de la tierra por el enriquecimiento de este gas.

b) Vapor de agua

El vapor de agua se halla presente en la atmósfera en proporciones variables y que pueden alcanzar hasta en un 4 % en proporción de volumen. Su distribución es extremadamente variable en el tiempo y el espacio, pero normalmente su concentración disminuye con la altura.

El vapor de agua ingresa a la atmósfera desde la superficie de la tierra, por evaporación y transpiración. Posteriormente puede cambiar de estado por "enfriamiento" y pasar al estado sólido o líquido formando nubes o niebla. Retorna a la superficie de la tierra en forma de lluvia, llovizna, rocío, nieve, granizo, etc.

c) Aerosoles

Se llama así a las partículas sólidas o líquidas que se encuentran en la atmósfera en estado de suspensión. Estas se encuentran presentes en la atmósfera en una enorme cantidad y tienen un radio efectivo entre 0.005μ y 20μ . Su concentración varía en el espacio y tiempo.

d) Impurezas

Es una mezcla de partículas extrañas que se encuentran presentes en la atmósfera dentro de las cuales podemos considerar a los contaminantes las cuales son sustancias que ocasionan daños a los cuerpos y la salud.

2.3 ESTRUCTURA VERTICAL O CAPAS DE LA ATMÓSFERA

De acuerdo a la distribución vertical de la temperatura, la atmósfera se encuentra dividida en las siguientes capas: Tropósfera, estratósfera, mesósfera y termósfera. Teniendo en cuenta la presencia del **ozono**, iones y electrones se subdivide en **ozonósfera** e **ionósfera**. Así mismo considerando el criterio químico se tiene **homósfera** y **heterósfera**.

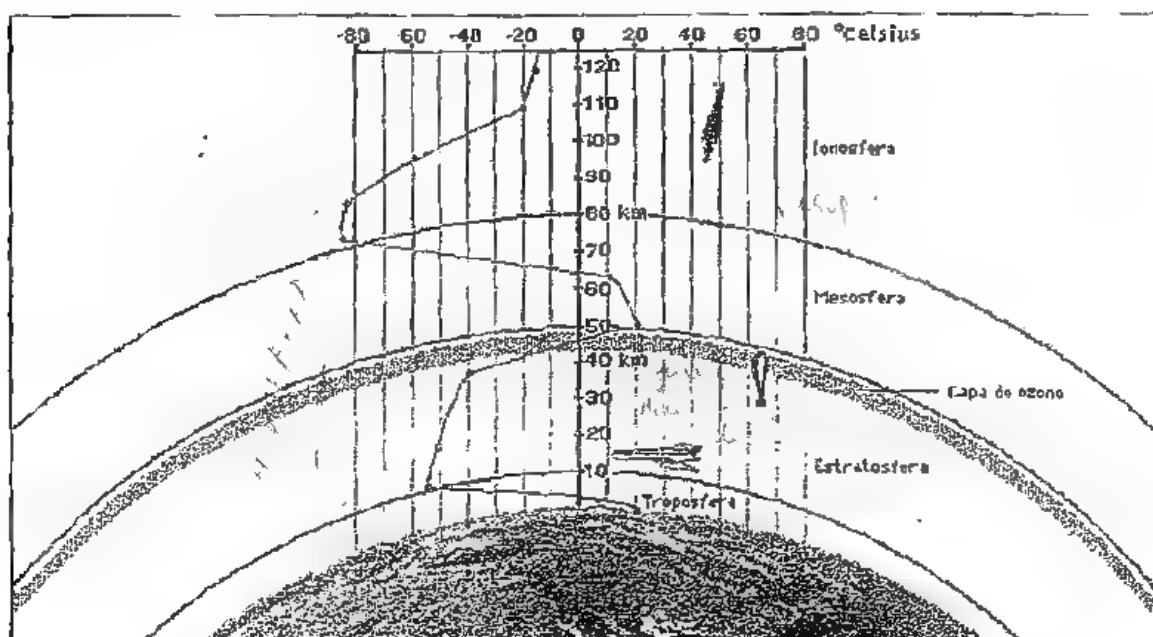


Figura 2.1: Estructura vertical de la atmósfera

a) Tropósfera

Es la capa más baja de la atmósfera donde la temperatura del aire normalmente decrece con la altura hasta los 7 a 8 km sobre los polos y 16 a 17 km en el Ecuador. En promedio la temperatura en esta capa disminuye a razón de $6.5\text{ }^{\circ}\text{C/Km}$. (en promedio 11 a 12 km). Esta es la capa donde se dan todos los procesos atmosféricos

responsables de tiempo y el clima. El límite superior de la tropósfera es la tropopausa en ella la temperatura permanece constante con la altura.

b) Estratósfera

En esta capa la temperatura aumenta con la altura (-70°C a 0 °C). Abarca hasta los 50 Km de altitud. La mayor concentración de ozono se encuentra en esta capa. La estratopausa es una capa de transición entre la estratósfera y la mesósfera.

c) Mesósfera

Tiene una extensión de aproximadamente 50 Km encima de la estratósfera, en ella la temperatura decrece con la altitud hasta aproximadamente - 90 °C a los 90 Km. El límite superior está dado por la mesopausa que es la capa de transición con la termosfera.

d) Termósfera

Comprende desde aproximadamente los 95 km. de altitud hasta aproximadamente los 500 Km; en ella la temperatura aumenta con la altitud alcanzando valores de hasta 1,200 °C. (Por debajo de los 500 km. la presión es de 10^{-6} hPa). En la termosfera baja, la presión atmosférica es del orden de 10^{-4} hPa, la densidad del aire igual a 10^{-6} Kg/m³.

En la estratopausa la presión atmosférica es del orden de 0.8 hPa, la densidad del aire de 10^{-3} Kg/m³ y en la tropopausa 100 hPa y 0.3 Kg/m³.

e) Ozonófera: Es la capa donde se tiene la mayor concentración de ozono.

f) Ionósfera: Es la capa donde se encuentran iones y electrones, es decir, partículas con cargas eléctricas.

Debido a la presión atmosférica muy baja, se tienen altas concentraciones de electrones libres. Se les ha agrupado en capas ionosféricas tales como

<u>Capa</u>	<u>Importancia</u>	<u>Altitud</u>
D	Refleja ondas de radio de baja frecuencia y absorbe las de media y alta. Es activo durante los períodos de fuerte actividad solar.	100 Km
E	Refleja ondas de radio hacia la tierra.	120 Km
F	Tiene gran importancia en comunicaciones de baja distancia	300 Km

g) Homósfera

Llega hasta los 80 km de altura y presenta una composición química homogénea.

h) Heterósfera: limita inferiormente con la homósfera. Su límite superior es impreciso. Se caracteriza por presentar una estratificación en capas de sus componentes: el

nitrógeno se sitúa entre los 90 y los 200 km de altura, el oxígeno entre los 200 y los 1000 km, le sigue el helio desde los 1100 hasta los 3500 km, y finalmente, el hidrógeno a partir de los 3500 km

2.4 Sistema de Unidades

El sistema de unidades usado en la termodinámica y mecánica de fluidos y establecido por la Conferencia General de Peso y Medidas en 1960 es el sistema MKS: metro (m), kilogramo (kg) y segundo (s). Otras unidades usadas en la termodinámica de la atmósfera son:

Cuadro N° 2.3: Sistema de unidades

Cantidad Física	Unidades en el Sistema MKS	
Temperatura	Kelvin	K
Presión	Millibar	mb = 10^3 dinas/cm ² mb = 10^2 Pa
	Pascal	mb = 1 hPa = 100 Pa = 100 N/m ²
	Hectopascal	Pa = N m ⁻² = kg m ⁻¹ s ⁻² hPa = 100 N/m ²
Aceleración		ms ⁻²
Densidad		kg m ⁻³
Energía	Joule	J = N m = kg m ² s ⁻²
Calor	Caloría, Joule	cal = 4.1868 J
Fuerza	Newton	N = kg m s ⁻²

2.5 ECUACION GENERAL DE LOS GASES

El estado gaseoso se caracteriza por tener un volumen (V) sensible a las variaciones de temperatura (T) y presión (P). El aire considerado como un gas ideal relaciona éstas tres variables por leyes y ecuaciones conocidas como: **Leyes de los Gases Ideales**.

- a) **Ley de Boyle:** Si se mantiene constante la temperatura (T), de una determinada masa y se hace variar el volumen (V) y la presión (p), el producto PV, se conserva:

$$PV = K$$

- b) **Ley de Charles:** Si la presión de un gas se mantiene constante, el volumen (V) es proporcional a la temperatura (T):

$$\frac{V}{T} = K$$

La ley de Charles permite establecer:

- b.1)** La densidad del aire es inversamente proporcional a la temperatura, cuando la presión se mantiene constante.

- b.2)** La densidad del aire disminuye cuando la temperatura aumenta.

c) Ecuación de estado para un Gas Ideal

De las dos leyes anteriores se deduce que la ecuación de estado para un gas ideal es:

$$PV = nR^*T \quad (2,1)$$

La ecuación 2.1 se conoce como la primera ecuación de estado , donde:

P = presión atmosférica

V= volumen

n= número de moles $n = \frac{m}{M}$

m= masa

M= peso molecular

R* = constante general de los gases (conocida también como la constante de Regnault)

$$R^* = \frac{P_o V_o}{n_o T_o}$$

$$V_o = 22,4 \text{ lt} = 22,4 \times 10^3 \text{ cm}^3 = 22,4 \times 10^{-3} \text{ m}^3$$

$$P_o = 1013,25 \text{ mb} = 1013,25 \text{ hPa} = 1 \text{ atm} = 760 \text{ mmHg}$$

$$T_o = 0^\circ\text{C} = 273,15 \text{ K}$$

$$R^* = 8,314 \text{ Joule/K.mol}$$

$$R^* = 1,9872 \text{ cal/mol K}$$

Dado que la constante específica R_n , para cada gas "n" es: $R_n = \frac{R}{M_n}$ la ecuación 2,1 , también se puede expresar:

$$P\alpha = R_n T \quad (2,2)$$

α = es el volumen específico del gas de masa la unidad.

Las ecuaciones 2.1 y 2.2 son las expresiones más usadas de la ecuación de estado de un gas ideal.

2.6 DENSIDAD DEL AIRE ATMOSFERICO (ρ)

Es la cantidad de masa de aire existente en la unidad de volumen de aire atmosférico.

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (2,3)$$

La cual considerando la ecuación de estado ($PV = nR^*T$) de gases ideales puede considerarse como:

$$\rho = \frac{\frac{m}{R_d T}}{\frac{PM}{R_d T}} = \frac{PM}{R_d T} = \frac{P}{R_d T} \quad (2,4)$$

El aire atmosférico está compuesto por el aire seco y el vapor de agua, por lo tanto la expresión del aire húmedo se puede deducir :

La densidad del aire seco es: $\rho_d = \frac{p-e}{R_d T} = \frac{p-e}{T} \frac{M_d}{R}$

La densidad del vapor de agua es: $\rho_v = \frac{e}{R_v T} = \frac{e}{T} \frac{M_v}{R}$

La densidad del aire húmedo es: $\rho = \rho_d + \rho_v$.

Sumando ambas densidades de acuerdo a la definición de aire húmedo tenemos.

$$\rho = \frac{(p-e)}{T} \frac{M_d}{R} + \frac{e}{T} \frac{M_v}{R}$$

multiplicando y dividiendo ambos miembros por M_d y considerando:

- $M_v / M_d = \varepsilon = 18 \text{ gr/mol} / 28,996 \text{ gr/mol} = 0,622$
- $R_d = R / M_d$

Tenemos:

$$\rho = \frac{(p-e)}{T} \frac{M_d}{R} \frac{M_d}{M_d} + \frac{e}{T} \frac{M_v}{R} \frac{M_d}{M_d}$$

$$\rho = \frac{(p-e)}{T} \frac{M_d}{R} \frac{M_d}{M_d} + \frac{e}{T} \frac{M_d}{R} \frac{M_v}{M_d}$$

$$\rho = \frac{M_d}{RT} [(p-e) + \varepsilon e]$$

Finalmente la densidad del aire húmedo (ρ), puede expresarse con la siguiente ecuación:

$$\rho = \rho_d + \rho_v = \frac{1}{R_d T} (p - 0,378 \frac{e}{p}) \quad (2,5)$$

2.7 DENSIDAD DEL AIRE SECO (ρ_d)

En muchos casos es necesario trabajar con esta densidad en lugar del aire atmosférico; su expresión tiene la siguiente forma:

$$\rho_d = \frac{P_d}{R_d T} \quad (2.6)$$

Donde en las ecuaciones (2.1); (2.2); (2.3); (2.4) y (2.5);

- $P_d = P - e$
- M = Peso molecular del aire atmosférico
- P_d = Presión del aire seco
- P = Presión del aire atmosférico
- e = Presión de vapor del aire
- V = Volumen de la muestra de aire
- m = masa de la muestra de aire
- T = Temperatura del aire
- n = número de moles de la muestra de aire
- R^* = Constante universal de los gases
- M_d = Peso molecular (promedio) del aire seco
- ρ_d = Densidad del aire seco
- R_d = Constante específica del aire seco
- $\epsilon = M_v / M_d = 18 \text{ gr/mol} / 28.996 \text{ gr/mol} = 0.622$

La densidad del aire húmedo es menor que la densidad del aire seco a la misma presión (P) y a la misma temperatura (T).

Comparando la ecuación 2.5 y la ecuación 2.6

$$\rho = \frac{P - 0.3786 e}{R_d T} \quad (2.5) \quad \rho_d = \frac{P_d}{R_d T} = \frac{P - e}{R_d T} = \frac{P}{R_d T} \quad (2.6)$$

podemos observar que el numerador de la expresión del aire húmedo (2.5) es menor que el numerador del aire seco (2.6) por lo tanto el valor numérico corresponderá al criterio: $\rho < \rho_d$, es decir la densidad del aire húmedo es menor que la densidad del aire seco a la misma presión (P) y a la misma temperatura (T).

2.8 PESO MOLECULAR DEL AIRE SECO (M_d)

Es la cantidad de masa de aire seco existente en un mol de aire seco.

$$\overline{M}_d = \frac{\sum m_i}{\sum n_i} = \frac{\sum m_i}{n} = \frac{m_{N_2} + m_{O_2} + m_{Ar} + m_{CO_2}}{n} \quad (2.7)$$

Como no conocemos las masas de los gases componentes, pero sí sus pesos moleculares, entonces:

$$\overline{M}_d = \frac{n_{N_2} M_{N_2} + n_{O_2} M_{O_2} + n_{Ar} M_{Ar} + n_{CO_2} M_{CO_2}}{n} \quad (2.8)$$

Siendo los pesos moleculares (M) en g/mol de los gases

$$M_{Ar} = 39,94; \quad M_{N_2} = 28,016; \quad M_{O_2} = 32; \quad M_{CO_2} = 44,01$$

$$\text{se tiene:} \quad M_d = 28,966 \text{ g/mol}$$

Luego conociendo lo anterior y la constante universal de los gases se determina el valor de la constante específica del aire seco (R_d), siendo su valor:

$$R_d = 2,836 \text{ atm} \cdot \text{cm}^3/\text{gr} \cdot \text{K} = 6,86954 \times 10^3 \text{ cal/gr} \cdot \text{K}$$

$$2,8706 \times 10^6 \text{ erg/g} \cdot \text{K} = 287,06 \text{ Joule/kg} \cdot \text{K} \quad (2.10)$$

2.9 PRESION ATMOSFERICA (P)

Se define como la fuerza que ejerce el peso de la columna de la atmósfera por unidad de área. Así sabemos que la atmósfera está compuesta por varios gases, de las cuales aplicando la **Ley de Dalton** se tiene que la "presión total (presión atmosférica) es igual a la suma de las presiones parciales de sus componentes".

$$P_T = \sum P_i$$

$$P = \frac{\text{Fuerza}}{\text{Area}} = \frac{mg}{A}$$

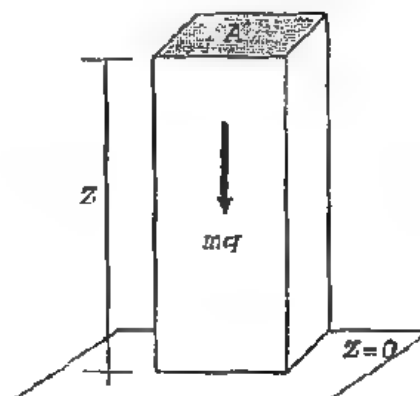


Figura 2.2: Columna de la atmósfera

$$\begin{aligned} P &= P_{N_2} + P_{O_2} + P_{Ar} + P_{CO_2} + P_{H_2O} \\ &= \frac{(m_{N_2} + m_{O_2} + m_{Ar} + m_{CO_2} + m_{H_2O})g}{A} \end{aligned} \quad (2,10)$$

$$P = \frac{\rho V g}{A} = \frac{\rho A Z g}{A} \Rightarrow P = \rho g Z \quad (2,11)$$

UNIDADES:

Puede expresarse en distintas unidades, algunas de ellas son las siguientes:

- Bárla (b):** Es la presión que ejerce la fuerza de una dina por cm^2 .
 $\text{dina}/\text{cm}^2 = 1 \text{ b}$
- Bar (B):** Es la presión que ejerce la fuerza de 10^6 dinas por cm^2 .
 $10^6 \text{ dinas}/\text{cm}^2 = 1 \text{ B}$
- Pascal (Pa).** Es la unidad de presión en el sistema internacional. Corresponde a la presión ejercida por una fuerza de 1 Newton que actúa sobre una superficie de 1 m^2 y en dirección perpendicular a la misma. Equivale a 10 bárlas.

$$1 \text{ N/m}^2 = 1 \text{ Pa}$$

d) cm o mm de Hg : Es la altura de una columna de mercurio en un barómetro de mercurio

e) cm ó m de agua : Es la altura barométrica de un barómetro de agua (Elemento sensible agua)

f) Milibar (mb): Es la milésima parte de un Bar

$$10^3 \text{ dinas/cm}^2 = 1 \text{ mb}$$

g) Centibar (Cb) : Es la centésima parte del Bar

$$10^4 \text{ dinas/cm}^2 = 1 \text{ Cb}$$

h) Torriceili (Torr): Es la altura barométrica de 1 mmHg a 0 °C y a la gravedad normal.

Conversión

$$1 \text{ mb} \times \frac{10^3 \text{ din/cm}^2}{\text{mb}} \times \frac{10^4 \text{ cm}^2}{\text{m}^2} \times \frac{\text{N}}{10^5 \text{ din}} = 100 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

$$1 \text{ mb} = 100 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} = 100 \text{ Pa} = 1 \text{ hPa}$$

PRESION A CONDICIONES NORMALES (Po)

La presión atmosférica a la temperatura de 0 °C, a nivel del mar y 45° de latitud se denomina como presión a condiciones normales (Po), cuyo valor es:

$$Po = 1 \text{ atmósfera} = 1013,25 \text{ mb} = 1013,25 \text{ hPa} = 76 \text{ cmHg}$$

$$Po = 1013,25 \times 10^3 \text{ din/cm}^2 = 1,033 \text{ Kg/cm}^2$$

ALTURA BAROMETRICA (h)

Es la altura de la columna del elemento sensible de un barómetro, que equilibra el peso de la columna de la atmósfera. A condiciones normales, a nivel del mar, el peso de la columna de atmósfera es igual al peso de una columna de 76 cm de mercurio.

$$P = \rho g Z \quad (a) \qquad P = \rho_{Hg} g h \dots (b)$$

Por lo tanto :

$$P = \rho g Z = \rho_{Hg} g h_{Hg} \quad (2,12)$$

$$\rho_{Hg} = 13,596 \text{ gr/cm}^3$$

$$g_0 = 980,665 \text{ cm/s}^2$$

$$h_0 = 76 \text{ cm}$$

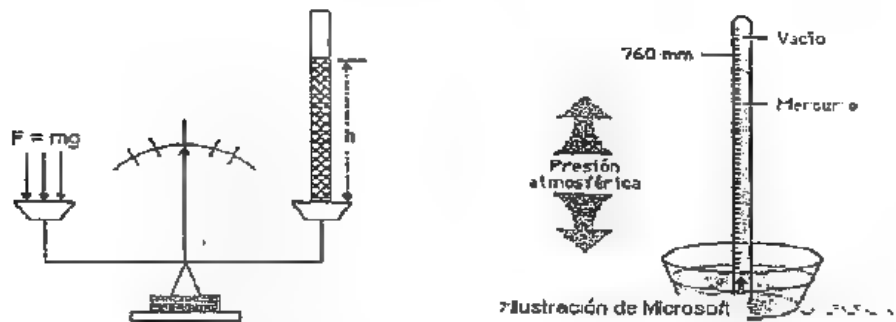


Figura 2,3: Representación de la altura barométrica

2.11 ECUACION HIDROSTATICA EN EL AIRE ATMOSFERICO

Esto se cumple para una atmósfera en reposo, considerando como gas ideal y de composición constante. Según esto el elemento o columna (sistema) de la figura (2,4) está en reposo y la fuerza resultante sobre el sistema es cero:

$$F_1 - F_2 - dm g = 0$$

$$P_1 dA - P_2 dA - dm g = 0$$

$$P_1 dA - (P_1 + dP) dA - dm g = 0$$

$$- dP dA - dm g = 0, \text{ y como } dm = \rho dV$$

$$- dP dA - \rho g dV = 0, \quad dV = dA dZ$$

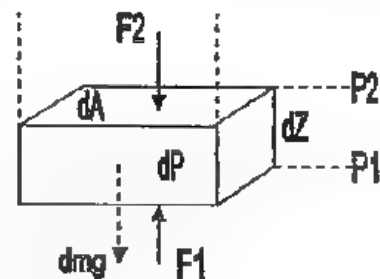


Figura. 2,4 Porción de columna de la atmósfera
por lo tanto:

$$\frac{dP}{dZ} = - \rho g,$$

(2,13)

$$dP = - \rho g dZ$$

VARIACION VERTICAL DE LA PRESION ATMOSFERICA

Para determinar una expresión que nos permita conocer la variación vertical de la presión atmosférica, combinaremos la ecuación (2,11) y la ecuación (2,2), con lo cual se tiene la siguiente expresión:

$$\frac{dP}{dZ} = - \frac{P}{RT} g \Rightarrow \frac{dP}{P} = - \frac{g}{RT} dZ$$

integrando desde $z = Z_0$, donde $P = P_0$, hasta $z = Z$, donde $P = P_z$, tenemos:

$$\int_{P_0}^{P_z} \frac{dP}{P} = - \int_{Z_0}^Z \frac{g dZ}{RT} \quad (2,14)$$

A la ecuación 2,14 se le conoce como la ecuación hipsométrica. Desarrollando la integral anterior y considerando $T = \bar{T}$ y $R \approx R_d$, se tiene:

$$P_z = P_0 e^{-\int_{Z_0}^Z \frac{g dZ}{RT}} \quad P_0 = P_z \cdot e^{\int_{Z_0}^Z \frac{g dZ}{RT}}$$

$$P_z = P_0 e^{-\left(\frac{g \Delta Z}{R_d \bar{T}}\right)} \quad (2,15)$$

Esta expresión indica que en la atmósfera libre la presión decrece exponencialmente con la altura. Sin embargo con fines prácticos, ésta aún no es aplicable; En climatología, en Agronomía y otras ciencias, donde se hacen necesarios conocer la presión promedio a nivel de superficie resultan importantes y suficientes expresiones empíricas de la forma:

$$P_z = A e^{-BZ} \quad (2,16)$$

En esta expresión se hacen necesarios determinar las constantes A y B. Para ello son necesarios datos de presión atmosférica (P_i), registradas en estaciones ubicadas en altitudes (Z_i), más diversificadas, y, para nuestro país se encontró la siguiente expresión:

$$P_z = 1014,8 e^{-1,17 \times 10^{-4} Z} \quad (2,17)$$

donde: P_z = Presión atmosférica (Hpa) a la altura Z

Z = Altitud del lugar (m)

e = base del logaritmo natural.

La expresión (2,17), es muy útil en la cuantificación de la humedad atmosférica (Psicrómetro) y algunos métodos de estimación de la evapotranspiración potencial.



Figura 2,5: Variación vertical de la Presión Atmosférica

2.12 VARIACION VERTICAL DE LA DENSIDAD DEL AIRE (ρ_z)

Para poder determinar una expresión que nos permita conocer la densidad a una altura Z , la ecuación (2,2) podemos expresar de la siguiente forma:

$$\rho_z = \frac{P_z}{R T_z} \quad \text{y} \quad \rho_o = \frac{P_o}{R T_o}$$

de donde obtenemos:

$$P_z = \rho_z R T_z \quad \text{y} \quad P_o = \rho_o R T_o$$

los cuales reemplazando en la ecuación (2,12), nos da:

$$\rho_z = \rho_o \frac{T_o}{T_z} e^{-\int_{z_o}^z \frac{1}{T} \frac{dz}{R}} \quad (2,18)$$

En la que:

- ρ_z = densidad del aire a la altura Z
- ρ_o = densidad del aire a la altura $Z_o = 0$
- T_z = temperatura del aire a la altura Z
- T_o = temperatura del aire a la altura Z_o

La expresión (2,18) indica que la densidad (ρ) del aire disminuye en forma exponencial con la altura y en forma inversa con la temperatura. Esta ecuación puede resolverse considerando constante la gravedad (g) y aproximando R a R_d ($R \approx R_d$) y tomando la temperatura promedio de la capa.

$$\rho_z = \rho_o \frac{T_o}{T_z} e^{-\int_{z_o}^z \frac{g}{R_d T} dz} \quad (2,19)$$

$$\rho_z = \rho_o \frac{T_o}{T_z} e^{-\frac{g \Delta Z}{R_d T}}$$

Para hacer uso de la ecuación (2,19), necesitamos estimar la temperatura T_z , la cual para latitudes ecuatoriales y en la tropósfera puede estimarse con la expresión:

$$T_z = T_o + \gamma \Delta Z \quad (2,20)$$

- donde: T_o = es la temperatura del aire a nivel del mar ($Z = 0$)
- γ = gradiente térmico vertical = - 6.5 °C/km

2.13 GRADIENTE DE PRESION

Se llama así a la variación o distribución de la presión atmosférica, pudiendo ser variación vertical o gradiente vertical ($\partial P / \partial Z$) y/o variación horizontal o gradiente horizontal ($\partial P / \partial X$, $\partial P / \partial Y$). Según la ecuación (2,15), observamos que la variación vertical es función de la altitud Z , temperatura y gravedad; esta variación es

consecuencia de la distribución de la masa atmosférica. Sin embargo la variación horizontal está gobernado por diferentes factores, siendo determinantes en ellos los factores dinámicos y factores energéticos.

Matemáticamente el gradiente de presión es:

$$\nabla_p = \frac{\partial P}{\partial X} i + \frac{\partial P}{\partial Y} j + \frac{\partial P}{\partial Z} k \quad (2,18)$$

El gradiente horizontal de presión lo simbolizaremos como $\nabla_n \approx G \approx \frac{\partial P}{\partial n} \approx \frac{\Delta P}{\Delta n}$

2.14 FUERZA DE GRADIENTE HORIZONTAL DE PRESION (F_g)

Esta fuerza es la responsable del movimiento atmosférico o viento, de allí la importancia de su estudio. Para determinar su expresión consideremos el siguiente sistema:

La fuerza resultante en el sistema o porción de la atmósfera está dado por:

$$F_r = m a \quad \Rightarrow \quad a = F_r / m$$

$$F_0 - F_1 = m a$$

$$P_0 dA - (P_0 + dP) dA = d(ma)$$

$$- dP dA = d(ma)$$

$$- dP dY dZ = \rho dX dY dZ a$$

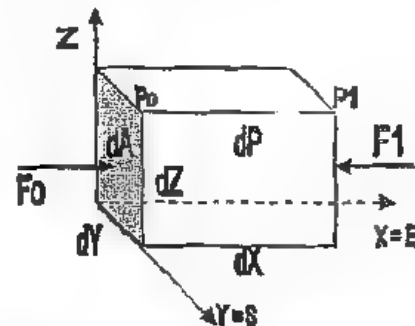


Figura 2,6 Fuerzas sobre un volumen de aire

$$a = - \frac{1}{\rho} \frac{dP}{dX} = \frac{F_r}{m} = \bar{F}_x \quad (2,19)$$

Esta es la fuerza de gradiente de presión en la dirección del eje X, el cual para fines prácticos y de manera general en cualquier dirección podemos expresarlo como:

$$\bar{F}_x = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \approx - \frac{1}{\rho} \frac{\Delta P}{\Delta n} = - \frac{1}{\rho} \frac{P_1 - P_0}{n_1 - n_0} \quad (2,20)$$

El cual representa la fuerza de gradiente horizontal de presión entre los puntos n_0 y n_1 en la dirección n actuando sobre el sistema en consideración. El signo menos (-) indica que la fuerza actúa desde zonas de alta presión a zonas de baja presión. Esta expresión, también podemos escribir en la forma:

$$F_g = - \frac{1}{\rho} \cdot \nabla_p \cdot \text{ donde, } \nabla_p \approx \frac{\partial P}{\partial n} \approx \frac{\Delta P}{\Delta n} \quad (2,21)$$

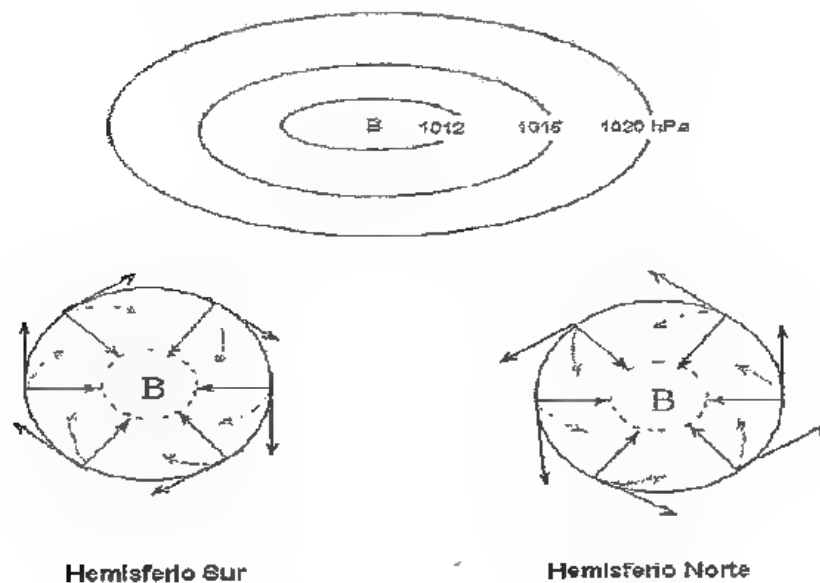


Figura 2,8 : Sistemas de Baja Presión

En un sistema de bajas presiones, los vientos son convergentes. En el hemisferio sur los vientos son en el sentido de las agujas del reloj y en el hemisferio norte los vientos son en el sentido contrario a las agujas del reloj.

Dentro de los sistemas de baja presión, podemos utilizar la siguiente clasificación en términos generales:

- b.1) Depresión tropical $V > 23$ millas/hora. *se le da el del viento entre 16 y 32 nudos.*
- b.2) Tormenta tropical $25 < V < 75$ millas/hora *se le da el del viento entre 33 y 63 nudos.*
- b.3) Ciclón Tropical $V > 75$ millas/hora

V : Velocidad del viento en millas/hora o nudos (kt)

Dependiendo del lugar de ubicación del ciclón tropical se ha establecido la siguiente denominación:

- Ciclones, en la India.
- Tifones, en la China. *→ se le da el del viento entre 33 y 63 nudos*
- Baguios, en Filipinas.
- Willy-Willy, en Australia.
- Huracán en Norteamérica y las Islas del Caribe.

Dentro del Atlántico Norte la nomenclatura utilizada en los Sistemas de baja presión es:

- b.4) Depresión Tropical $V > 34$ kt
- b.5)....Tormenta Tropical $34 < V < 64$ kt
- b.6) Huracán $V > 64$ kt

Expresión que indica que el gradiente horizontal de presión es la variación de la presión al variar la distancia horizontal n .

2.15 Formaciones Isobáricas

Una formación isobárica es una representación de un campo de presión por medio de las isobaras.

Las principales formaciones isobáricas:

a) Alta presión: llamado anticiclón, es una región compuesta por isobaras que rodean un lugar de mayor presión.

En un sistema de altas presiones, los vientos son divergentes, en el hemisferio sur, los vientos son contrarios a las agujas del reloj y en el hemisferio norte los vientos son en el sentido de las agujas del reloj.

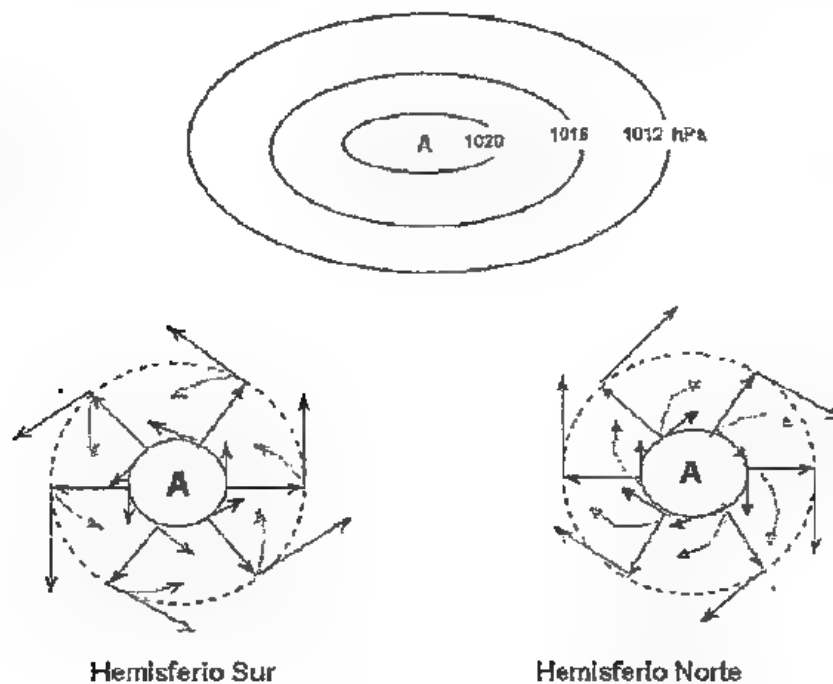


Figura 2,7 : Sistemas de Alta Presión

Según su estructura se pueden dividir en 4 clases:

- a.1) Alta subtropical
- a.2) Alta Polar
- a.3) Alta entre familia de ciclones
- a.4) Alta de invasión de aire polar.

b) Baja presión: es una región compuesta por isobaras que rodean un lugar de menor presión.

Los Huracanes son clasificados en 5 clases según la escala de Saffir - Simpson:

Clase I	V > 64 kt
Clase II	V > 84 kt
Clase III	V > 96 kt
Clase IV	V > 114 kt
Clase V	V > 134 kt

Ejemplo de un Huracán Clase V: Figuras 2.9; 2.10; 2.11; 2.12

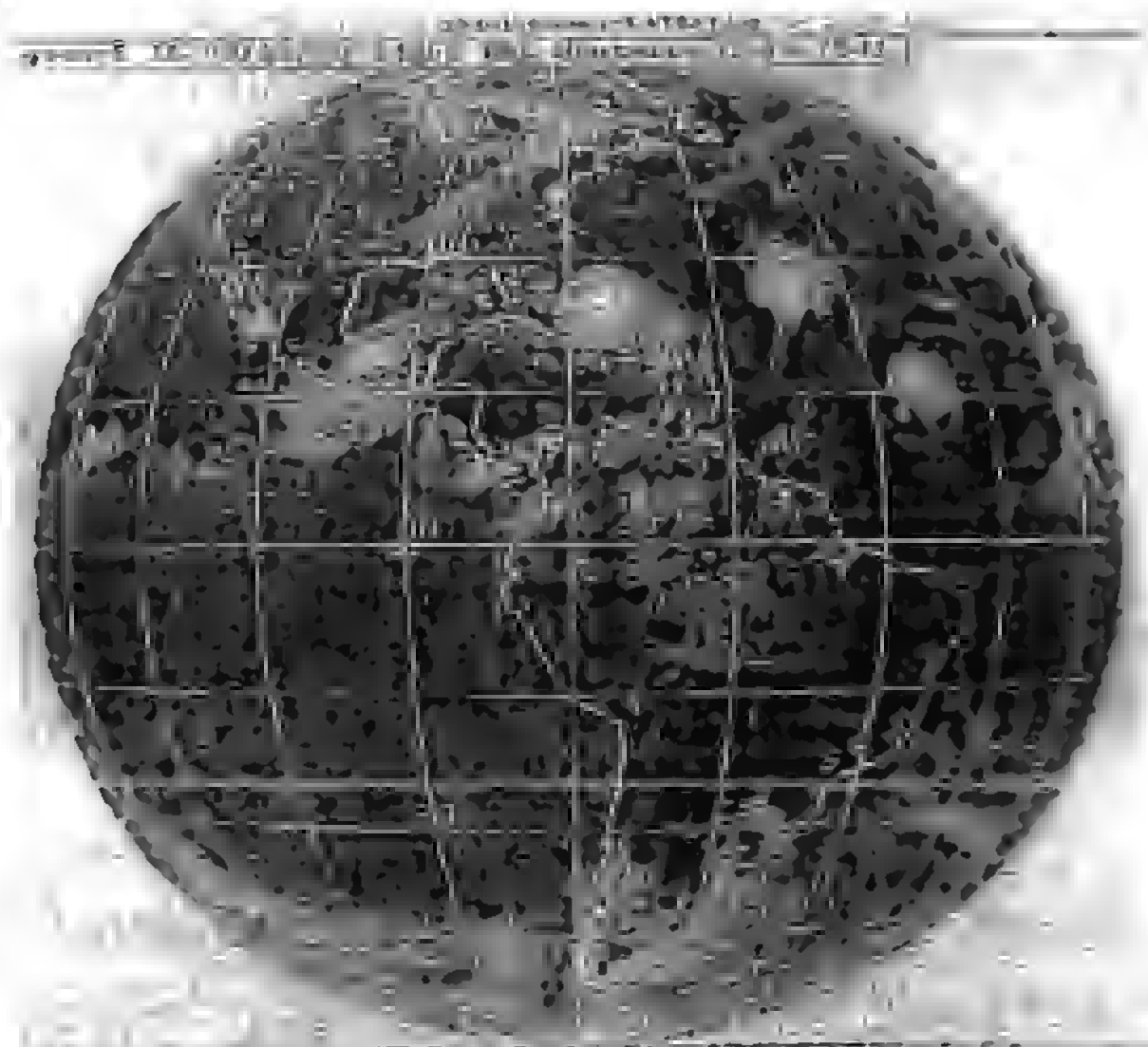
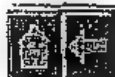


Figura 2.9 : Imagen satelital del Huracán Floyd (09/13/99)
<http://kaual.arl.mry.navy.mil/sat-bin/global.cgi>

The table shows the data used to make the storm track maps. Click on the storm name in the first row to get a close up view of the storm track.

Name	Date	Time (UT)	Lat (degrees)	Lon (degrees)	Course (true)	Speed (knots)	Pressure (mb)	Wind (knots)	Gusts (knots)	Type	Actual/Forecast	WMO
FLOYD	1999-09-07	21:00	14.6N	46.2W	280	12	1008	025	035	DEP	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-08	03:00	15.2N	47.5W	285	14	1007	030	040	DEP	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-08	09:30	15.6N	49.1W	285	14	1005	035	045	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-08	15:00	15.8N	50.0W	285	13	1003	040	050	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-08	21:00	16.6N	51.7W	290	14	1000	045	055	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-09	03:00	16.7N	53.6W	285	14	1000	050	060	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-09	09:00	17.3N	54.6W	285	13	1003	050	060	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-09	12:05	18.2N	57.2W	270	9	996	061	???	STO	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-09	15:00	17.2N	55.5W	280	12	1003	050	060	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-09	21:00	18.2N	56.9W	290	13	996	060	075	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-10	00:00	18.2N	57.2W	270	9	996	061	???	STO	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-10	03:00	18.3N	57.7W	285	9	995	060	075	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-10	06:05	19.9N	59.7W	293	9	989	070	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-10	09:00	18.9N	58.7W	300	10	985	060	075	STO	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-10	12:05	20.8N	60.4W	315	10	971	074	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-10	15:00	19.3N	59.2W	295	9	989	070	085	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-10	18:00	19.9N	59.7W	293	9	989	070	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-10	21:00	20.5N	60.0W	310	10	975	070	085	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-11	00:00	20.8N	60.4W	315	10	971	074	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-11	03:00	21.1N	60.8W	310	10	971	080	095	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-11	09:00	21.7N	61.6W	310	9	963	090	110	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-11	15:00	22.2N	62.4W	305	9	962	095	115	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-11	21:00	22.7N	63.5W	300	10	966	095	115	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-12	03:00	22.7N	64.5W	285	10	967	095	115	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-12	09:00	22.8N	65.9W	275	11	960	095	115	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-12	12:05	23.5N	68.7W	270	12	932	126	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-12	15:00	23.0N	66.6W	275	10	955	105	130	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-12	18:00	23.2N	67.5W	???	???	955	104	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-12	21:00	23.4N	68.2W	280	12	940	110	135	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-13	00:00	23.5N	68.7W	270	12	932	126	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-13	05:00	23.6N	69.3W	280	12	931	125	150	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-13	06:00	23.6N	70.0W	270	12	923	130	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-13	09:00	23.7N	70.6W	280	12	922	135	163	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-13	12:00	23.9N	71.4W	270	12	921	135	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-13	15:00	24.1N	72.1W	280	12	921	135	163	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-13	18:00	24.2N	73.0W	270	13	???	135	???	HUR	ACT	WTNT33
FLOYD	1999-09-13	21:00	24.2N	73.7W	280	14	923	135	163	HUR	ACT	WTNT23
FLOYD	1999-09-14	06:00	24.6N	75.9W	???	???	???	135	165	???	FOR	WTNT23
FLOYD	1999-09-14	18:00	26.2N	78.3W	???	???	???	135	165	???	FOR	WTNT23
FLOYD	1999-09-15	06:00	28.4N	79.9W	???	???	???	135	165	???	FOR	WTNT23
FLOYD	1999-09-15	18:00	30.9N	80.5W	???	???	???	135	165	???	FOR	WTNT23
FLOYD	1999-09-16	18:00	37.0N	79.0W	???	???	???	050	065	???	FOR	WTNT23



metcalf@akala.ifa.hawaii.edu

Figura 2,10: Alerta Meteorológica del Huracán Floyd (09/09/99 al 09/16/99)
<http://www.solar.ifa.hawaii.edu./Tropical/tropical.html>

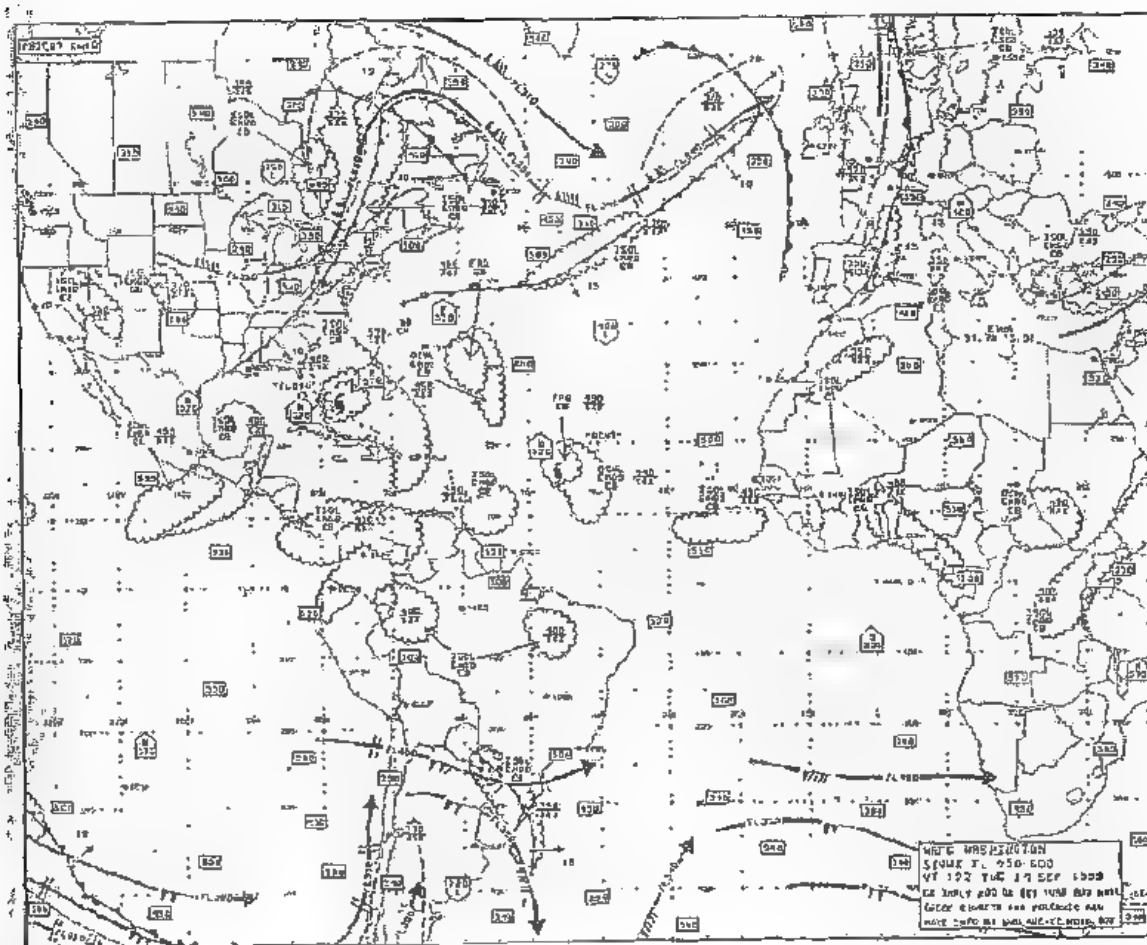


Figura 2,11: Condiciones Meteorológicas significantes (09/14/99)
<http://aviationweather.noaa.gov/awc/ftfldr/2129.gif>

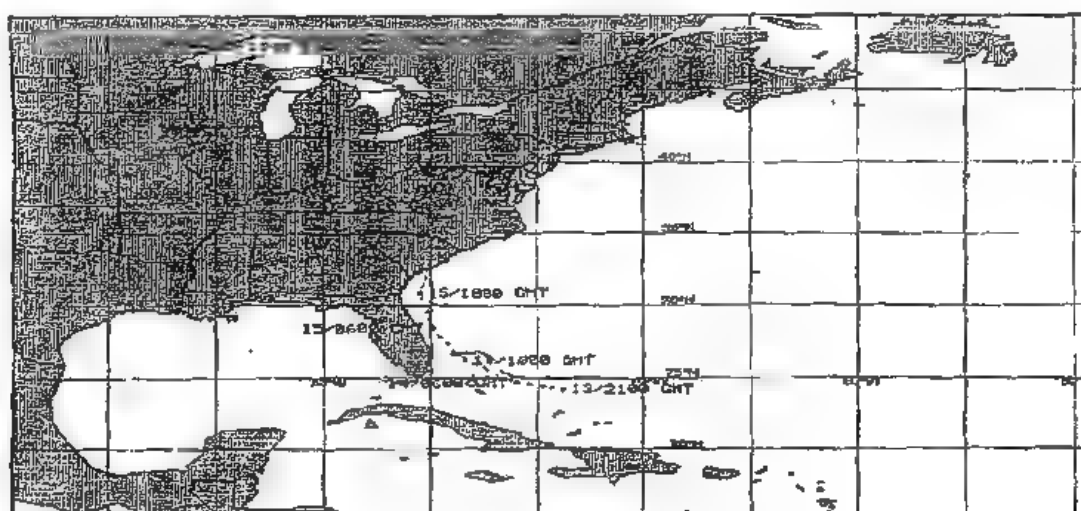


Figura 2,12 : Pronóstico de la trayectoria del Huracán Floyd (09/13/99)

c) **Cuña o Loma:** Se define como la línea o eje en la periferia de los anticiclones (Figura 2.3, izquierda) debido a la deformación del mismo, la presión aumenta hacia el eje y la vorticiad anticiclónica es máxima.

d) **Vaguada o surco:** Se define como la línea o eje en la periferia de los ciclones (Figura 2.3, derecha), la presión disminuye hacia el eje de la vaguada y la vorticiad ciclónica es máxima. Las vaguadas suelen acompañar a frentes.

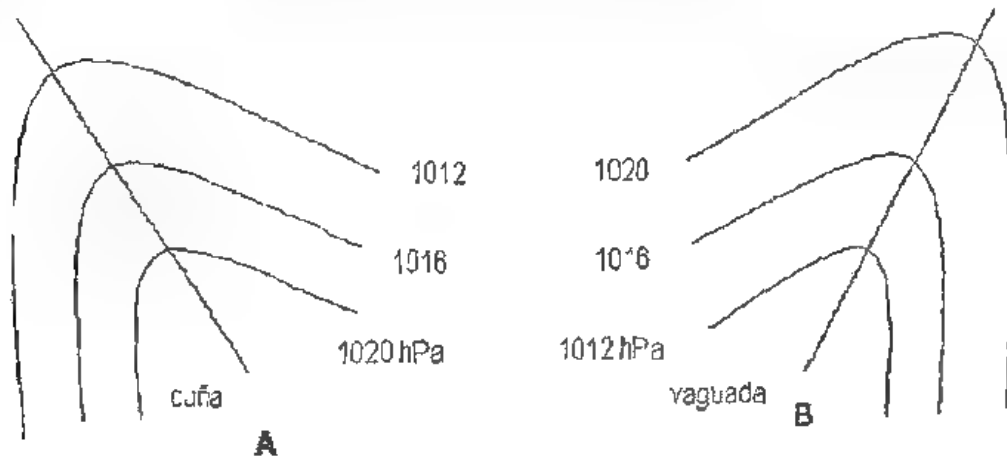


Figura 2,13 : Línea de cuña y línea de vaguada

e) **Collado:** Es el área entre dos altas y dos bajas presiones, las isobaras en sus proximidades tienen el aspecto de dos hipérbolas.

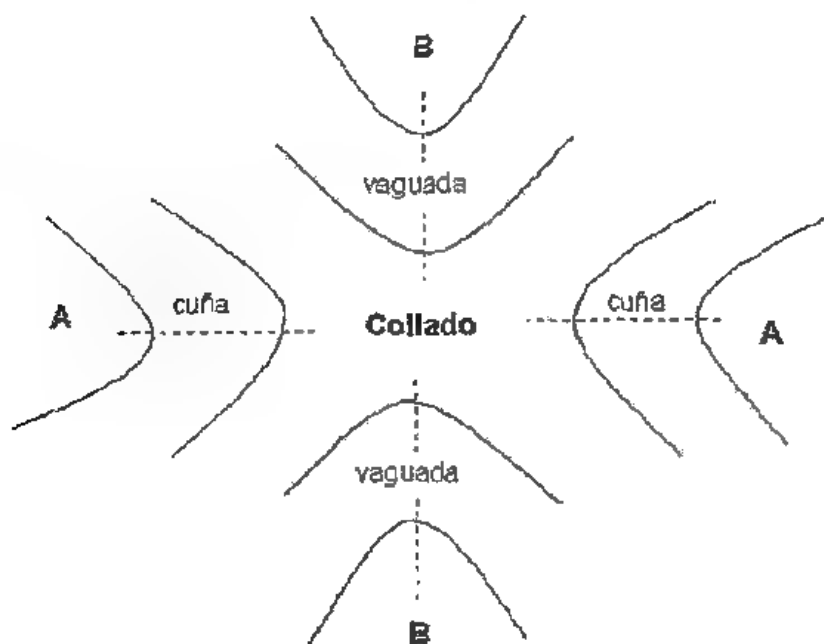


Figura 2,14 : Collado

2.16 DISTRIBUCION HORIZONTAL DE LA PRESION EN LA SUPERFICIE DE TIERRA

Generalmente, en promedio, la presión atmosférica en la superficie terrestre tiene la siguiente distribución:

- a) Una franja de poco viento y presión relativamente baja, denominada las **calmas ecuatoriales**. El aire en ésta región asciende y al hacerlo se enfría, el vapor de agua que contiene se condensa formando nubes de tormenta, llamadas cúmulonimbus, se observan precipitaciones y tormentas, en ésta franja se ubica la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que tiene un desplazamiento hacia el sur en el verano del hemisferio sur y un desplazamiento hacia el norte en el verano del hemisferio norte.
- b) A ambos lados de las calmas ecuatoriales soplan los vientos **Alisios**, del noreste en el hemisferio Norte y del sudeste en el hemisferio sur. Abarcan una zona de aproximadamente 30°.
- c) Alrededor de los 30° de latitud, se encuentran las calmas de Ross, en donde se encuentran los Altas subtropicales semipermanentes, en donde el aire es calentado por subsidencia, lo cual determina la ausencia de precipitaciones y la presencia de los grandes desiertos del mundo.
- d) Entre los 30° y 60° de latitud tenemos los vientos del **Oeste**, en ésta región se tiene contraste meridional térmico, lo cual conlleva a tener masas de aire de distinta temperatura y humedad formándose los frentes y sus fenómenos asociados con son las lluvias, tormentas, ráfagas y chubascos.
- e) Entre 60° y hacia los polos predominan los vientos del este. Hacia los 60° predominan las Bajas presiones es la zona donde transitan los ciclones extratropicales y subpolares originando intensas tormentas.
- f) En los 90°, los polos la presión vuelve a subir y tenemos las Altas polares, en donde el tiempo atmosférico es apacible y el frío es intenso.

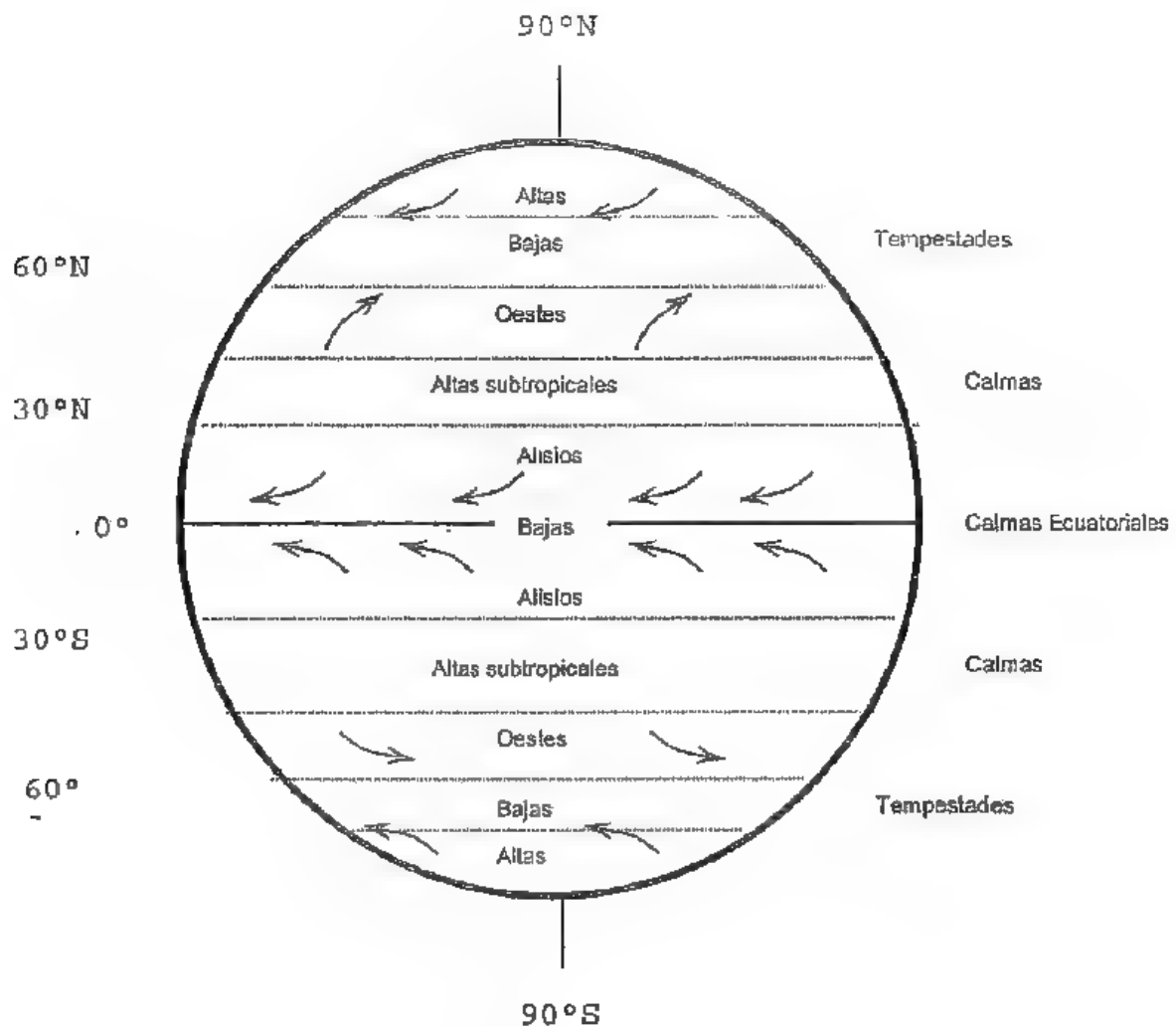


Figura 2,15 : Distribución horizontal promedio de los sistemas de presión y vientos en la superficie de la tierra

Por otro lado, la distribución horizontal también muestra, presencia de centros de altas presiones cuasipermanentes, como se observa en las figuras 2,16 y 2,17

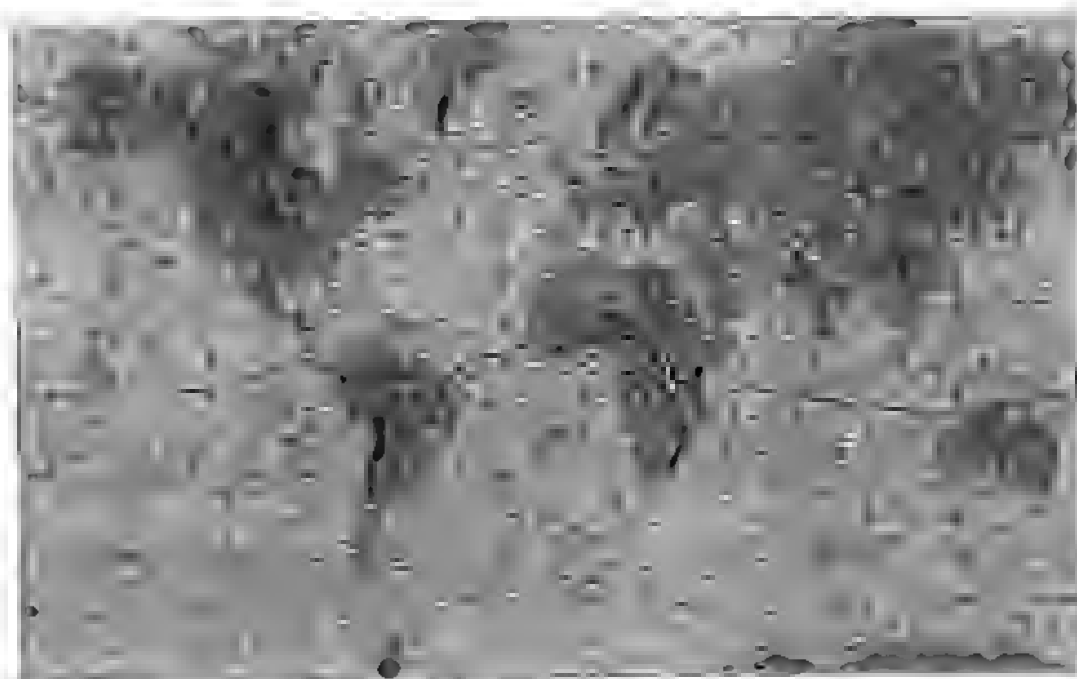


Figura 2.16: Distribución de la presión a nivel del mar en Enero



Figura 2.17: Distribución de la presión a nivel del mar en Julio

Las figuras 2.16 y 2.17 representan la presión media al nivel del mar para los meses de enero y julio, en fechas seleccionadas del año se puede observar que la distribución de las líneas y de las isobaras de presión no corresponden a la distribución real de la

figura 2.15, esto es debido a la influencia de los continentes y de los océanos, así como del calentamiento estacional

Los anticiclones continentales en invierno y las depresiones continentales en verano dominan la circulación alrededor de los continentes.

Las células anticiclónicas situadas sobre los océanos en las regiones subtropicales son los elementos permanentes de la circulación general, sin embargo es preferible calificarlos de semipermanentes por dos razones:

- Estas células se desplazan hacia los polos y hacia el ecuador en función del movimiento del sol.
- Estas células son reemplazadas eventualmente por las depresiones o las vaguadas que se desplazan de oeste a este.

Los anticiclones semipermanentes del cinturón subtropical de altas presiones están asociadas a grandes zonas de subsidencia. La circulación está organizada de tal forma que los efectos de subsidencia se producen principalmente en la parte oriental de los anticiclones. Esta subsidencia produce una fuerte inversión de temperatura, característica de los alisios en su movimiento desde las latitudes subtropicales hacia el ecuador. Esta inversión se eleva mientras el aire se acerca al ecuador y acaba por desaparecer en las latitudes bajas.

En la cara occidental de los anticiclones predomina la convergencia horizontal, los movimientos ascendentes, masas de aire inestables y ocasionalmente tiempo atmosférico perturbado.

EJERCICIOS RESUELTOS:

1.- Calcule la densidad del aire seco (ρ_d) y la densidad del aire atmosférico (ρ) si la presión atmosférica es de 1024 hPa (102400 N/m²), la temperatura de 20 °C y la presión de vapor del aire de 12 hPa

La densidad del aire seco se calcula con la ecuación (2,3) y la densidad del aire con la ecuación (2,7) (1 hPa = 100 Pa; 1 Pa = N/m²)

$$\rho_d = \frac{(1024 - 12) * 100 \frac{N}{m^2}}{287,06 \frac{N \cdot m}{K \cdot kg} 293,15 K} = 1,202 \frac{kg}{m^3}$$

$$\rho = \frac{(1024 - 0,378 * 12) * 100 \frac{N}{m^2}}{287,06 \frac{N \cdot m}{K \cdot kg} 293,15 K} = 1,211 \frac{kg}{m^3} \quad \checkmark$$

2.- Demostrar que la densidad del aire húmedo es menor que la densidad del aire seco, a la misma presión y temperatura; con la siguiente información:

Estación Meteorológica	Presión Atmosférica (mb)	T (°C)	e (mb)
Trujillo	1020	20	20

$$\rho_d = \frac{p}{R_d T} = \frac{1020 \text{ hPa}}{287 \frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{K}} (293^\circ\text{K})} = \frac{1020 \text{ hPa} \frac{100 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}}{\text{hPa}}}{287 \frac{\text{N} \cdot \text{m}}{\text{kg}^\circ\text{K}} (293^\circ\text{K})} = 1.2129 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

$$\rho = \frac{p - 0.3786e}{R_d T} = \frac{(1020 - 7.572) \text{ hPa} \frac{100 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}}{\text{hPa}}}{287 \frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{K}} (293^\circ\text{K})} = 1.2040 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3}$$

Por lo tanto $\rho < \rho_d$, es decir la densidad del aire húmedo es menor que la densidad del aire seco a la misma presión y temperatura.

3.- Encontrar el gradiente horizontal de presión (hPa/km) entre las 2 estaciones meteorológicas sinópticas situadas en Lima e Iquitos. Considerar $1^\circ = 110 \text{ km}$

Estación Meteorológica	Latitud	longitud	Presión atmosférica reducida al nivel del mar (mb)
Lima	12.0°	77.12°	1011.3
Iquitos	3.45°	73.25°	1008.2

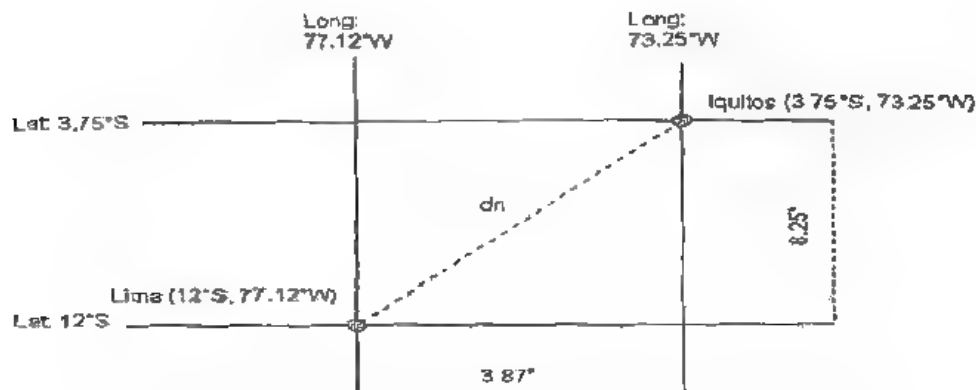


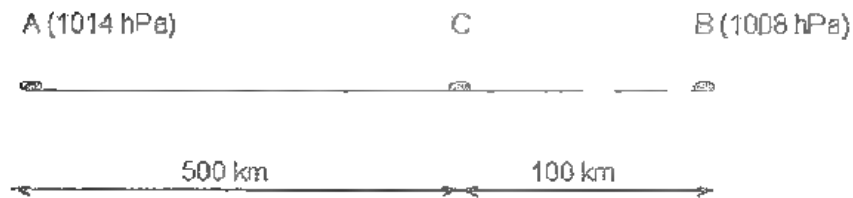
Figura 2.18 : Cálculo del gradiente horizontal de presión

$$dn = \sqrt{(3.87)^2 + (8.25)^2} = \sqrt{83.0425^\circ} \approx 9.112^\circ \times 110 = 1002.40 \text{ km}$$

$$-\nabla P = -\left(\frac{\partial P}{\partial n}\right) = -\left(\frac{1008.2 - 1011.3}{1002.4}\right) \frac{\text{hPa}}{\text{km}} = 3.0926 \times 10^{-3} \frac{\text{hPa}}{\text{km}}$$

5.- En un análisis horizontal de la presión atmosférica al nivel medio del mar se encuentra que la presión en "A" es 1014 mb y en "B" 1008 hPa (tal como se muestra en la figura), encontrar:

- El gradiente horizontal de presión entre "A" y "B".
- Si el gradiente horizontal de presión es constante, calcular la presión en el punto "C".



$$a) \quad \frac{\partial P}{\partial n_{AB}} = - \left(\frac{1008 - 1014}{600} \right) \frac{\text{hPa}}{\text{km}} = + \frac{6}{600} \frac{\text{hPa}}{\text{km}}$$

$$b) \quad \frac{\partial P}{\partial n_{AC}} = - \left(\frac{P_C - 1014}{500} \right) \frac{\text{hPa}}{\text{km}}$$

$$+ \frac{6}{600} \frac{\text{hPa}}{\text{km}} = - \left(\frac{P_C - 1014}{500} \right) \frac{\text{hPa}}{\text{km}}$$

$$5 \text{ hPa} = -P_C + 1014 \text{ hPa}$$

$$P_C = 1009 \text{ hPa}$$

6.- Se lanza un radiosonda a las 7 de la mañana, de una estación al nivel medio del mar, siendo la temperatura del aire 20°C y la presión atmosférica de 1013.25 hPa. El globo viaja hacia la atmósfera por 15 minutos, en este instante envía la siguiente información: temperatura del aire 5°C y presión atmosférica 890 hPa. Encontrar la altura a la que se encuentra el globo a los 15 minutos de ser lanzado a la atmósfera.

Si integramos la ecuación hipsométrica 2.14, tenemos:

$$\ln \frac{P_z}{P_0} = - \frac{g (Z - Z_0)}{R_d \bar{T}}$$

$$\ln \frac{890}{1013.25} = - \frac{9.8 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} \Delta Z}{287.05 \frac{\text{J}}{\text{kg} \text{ } ^\circ\text{K}} (285.5 \text{ } ^\circ\text{K}) \times \frac{\text{Nxm}}{\text{J}} \times \frac{\text{kgxm}}{\text{N}}}$$

$$-0.1297 (287.05 \times 285.5) \text{ m} = -9.8 \Delta Z$$

$$\Delta Z = 1084.62 \text{ m}$$

PROBLEMAS PROPUESTOS

1. Calcular el peso molecular promedio del aire seco cuya composición porcentual es:

$$O_2 = 20.95 \quad N_2 = 78.09 \quad Ar = 0.93 \quad CO_2 = 0.03$$

Rpta: $M_d = 28,966 \text{ g/mol}$

2. Calcular la constante específica del vapor de agua

Rpta: 462 J/kg.K

3. Calcular la densidad del vapor de agua, que ejerce una presión de 20 hPa y cuya temperatura es de 24 °C.

Rpta: $\rho_v = 1,46 \times 10^{-2} \text{ kg/m}^3$

4. Calcular la densidad del aire seco, si la presión atmosférica es de 1008 hPa, la temperatura de 24 °C y la humedad atmosférica de 20 hPa.

Rpta: $\rho_d = 1,16 \text{ kg/m}^3$

5. Cuál es la densidad del aire atmosférico del problema anterior?

Rpta: $\rho = 1,17 \text{ kg/m}^3$

6. Calcular la densidad del aire a la altura de 6 Km para la atmósfera del problema 4.

Rpta: $\rho_z = 8,41 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^3$

7. Calcular la presión atmosférica (P) a 5 Km. de altitud para las condiciones del problema 4.

Rpta: $P_z = 548,8 \text{ hPa}$

8. Calcular la presión atmosférica promedio para una localidad situada a 5000 m de altitud.

Rpta: $P_z = 565,3 \text{ hPa}$

9. Si en una localidad situada a 3000 m de altitud, la temperatura y presión atmosférica promedio son, 15 °C y 500 hPa, respectivamente. Determine la cantidad de gramos de Oxígeno en un ambiente de 8 m³ de volumen, considerando:

- a) despreciable el efecto del vapor de agua
b) que la presión de vapor del agua es 10 hPa

Rpta: $m_{O_2} = 1014 \text{ g}$

Rpta: $m_{O_2} = 1006 \text{ g}$

10. Si el volumen molar a condiciones normales es de 22.4 lt, determine la constante universal de los gases en unidades de hPa.m³/mol.K

Rpta: $R^* = 8,314 \times 10^{-2}$

11. Dos localidades distan 100 km uno del otro y las presiones atmosféricas son 1004 hPa y 1020 hPa, respectivamente. Si la temperatura promedio de la zona donde se encuentran las dos localidades es de 24 °C, determine la fuerza de gradiente de presión.

$= \frac{1}{100} \cdot \Delta P = 1,6 \times 10^{-4} \text{ hPa/m}$ Rpta: $/F_g/ = 1,348 \text{ N/kg}$

CAPITULO III. ENERGIA ATMOSFERICA

3.1 CALOR

Es una forma de energía que un cuerpo posee debido a la energía cinética de sus moléculas.

Según Donn W. el calor es la energía que transferida a un objeto determina un aumento en su temperatura, fluye tan solo de altas a bajas temperaturas. También el calor puede considerarse como el trabajo realizado o energía consumida para aumentar la temperatura de un cuerpo

Cantidad de calor en procesos físicos

La cantidad de calor que interviene en un proceso se mide por a gún cambio que acompaña a dicho proceso.

Unidad de Calor

Una unidad de calor se define como la cantidad de calor necesario para producir alguna transformación física y/o química . Por ejemplo, la cantidad de calor que ha de recibir o desprender **1 Kg de agua** para que su temperatura aumente o descienda en 1 °C (de 16.3 a 17.3 °C), es la unidad llamada "1 Kcal", cuyas equivalencias en otras unidades son:

$$1 \text{ Kcal} = 427,1 \text{ Kg-m}$$

$$1 \text{ cal} = 4,186 \text{ Joules}$$

$$1 \text{ BTU} = 778 \text{ lib-pie}$$

en la que BTU es la unidad térmica Británica

3.2 FORMAS DE TRANSFERENCIA DEL CALOR

Existen tres formas principales de transferencia de calor.

- a) **Conducción:** El calor se transfiere de molécula a molécula. Según esta forma de transferencia de calor los cuerpos pueden agruparse en buenos o malos conductores del calor; en general cuerpos muy porosos o sueltos como la paja, acerrín, hojarrasca, cenizas, lanas, pumas, etc. son malos conductores del calor. La mayor o menor facilidad de conducción del calor por los cuerpos es caracterizado por su propiedad denominado conductividad térmica (K). Cuanto mayor sea este parámetro, el cuerpo es más conductor y viceversa. Algunos ejemplos son los siguientes:

Cuadro 3.1 Conductividad térmica (k)

Cuerpo	Conductividad (k) (Kcal/h.m.°C)
Vidrio	0.65
Agua	0.50
Cemento	0.56
Ladrillos huecos	0.20
Madera	0.25
Aire	0.02

- b) **Convección:** El calor se transfiere por movimiento real de la sustancia caliente o corrientes cálidas. En la atmósfera e hidrósfera las corrientes de aire y de agua son agentes eficaces de transferencia y redistribución de energía.

- c) **Radiación:** El calor se transfiere sin la intervención del medio. A través de este proceso la Tierra recibe la energía del sol y las estrellas. La transferencia es por medio de ondas electromagnéticas.

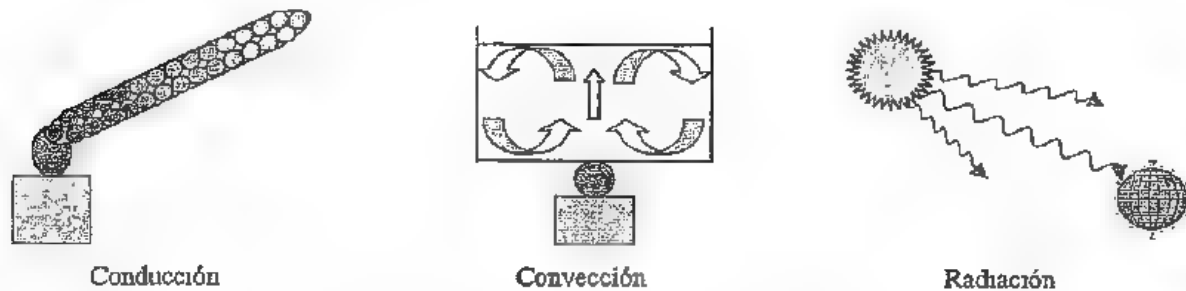


Figura. 3.1: Formas de transferencia de calor

3.3 RADIACION SOLAR

CONCEPTOS GENERALES

El término radiación se refiere a la emisión continua de energía desde la superficie de cualquier cuerpo. Esta energía se denomina energía radiante y está constituido en forma de ondas electromagnéticas. Es de idéntica naturaleza que las ondas luminosas, ondas de radio y otras, de las que se diferencian solamente de la longitud de onda (λ). Se propagan con la velocidad de la luz (300,000 km/s) y cuando inciden sobre un cuerpo no transparente (cuerpo opaco) a ellas, son absorbidas y simultáneamente la energía es transformada en energía calorífica. Cuando nos referimos a radiación solar nos referimos a la radiación que emite el sol.

ESPECTRO ELECTROMAGNETICO

El espectro solar es la gama o conjunto continuo de todas las longitudes de onda (λ) de la energía radiada por el sol.



Figura 3.2: Espectro Electromagnético

Para estudiar el espectro solar se debe tener en cuenta los siguientes cuadros:

Cuadro 3.2: Longitud de Onda de UV, V, IR

Espectro Solar	λ (μ)	Cantidad (%)
Ultravioleta	< 0.4	9
Visible	0.4 – 0.74	45
Infrarrojo	> 0.74	46

Cuadro 3.3: Longitud de Onda del rango visible

Rango Visible	λ (μ)
Violeta	0.38-0.43
Azul	0.44-0.49
Verde	0.50-0.56
Amarillo	0.57-0.59
Naranja	0.60-0.63
Rojo	0.64-0.76

Cuadro 3.4 : Unidades longitud de onda (λ)

Unidades (λ)	Equivalencia (cm)	Equivalencia (m)
micra (μ)	10^{-4}	10^{-6}
millimicra ($m\mu$)	10^{-7}	10^{-9}
Angstroms (\AA)	10^{-8}	10^{-10}

FLUJO DE ENERGÍA

Es la energía por unidad de tiempo

INTENSIDAD O DENSIDAD DEL FLUJO RADIANTE (Q).

Es el flujo de energía por unidad de área; puede expresarse en las siguientes unidades:

MJ/m²s, W/m², cal/cm².min, Ly/min, erg/cm².s, mm/día, etc.

LEYES DE RADIACION

- A) **Ley de Planck.**- Todo proceso de radiación está resumido en esta ley. La misma que expresa la **intensidad de emisión de energía como función de longitud de onda y temperatura del cuerpo**, y cuya expresión es:

$$E_{\lambda} = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{e^{C_2/\lambda T} - 1} \quad \text{en} \quad \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \cdot \text{min} \cdot \mu} \quad (3,1)$$

$C_1 = 5,362 \times 10^5 \text{ cal} \cdot \mu^4 / \text{cm}^2 \cdot \text{min}$, $C_2 = 1,4385 \times 10^4 \mu \cdot \text{K}$

Según esta ley un cuerpo emite energía en diversas longitudes de onda. También emite en diversas Intensidades dependiendo de su temperatura como se muestra en la figura: 3.3. Se observa que conforme aumenta la temperatura, la máxima Intensidad de emisión se desplaza hacia longitudes de onda más cortas

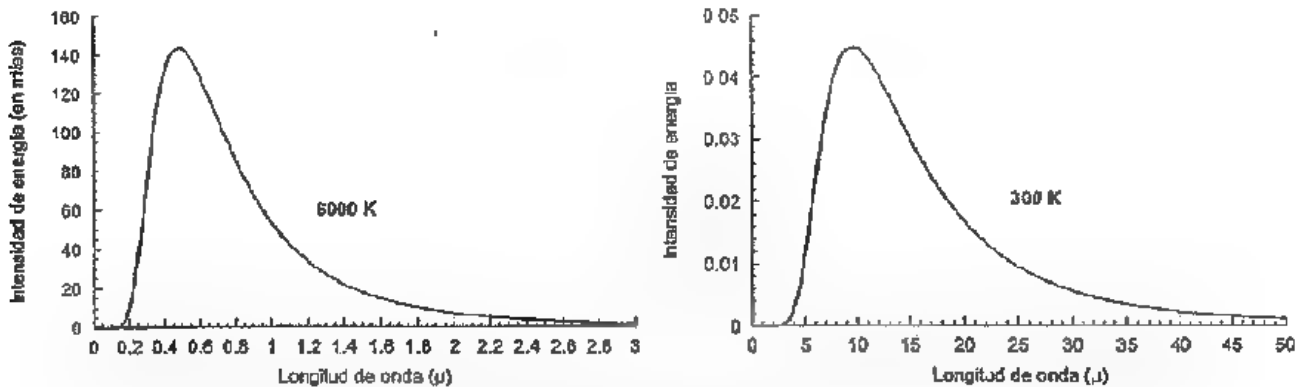


Figura 3.3: Variación de la Intensidad de radiación con la temperatura y longitud de onda

- B. Ley de Stefan y Boltzman:** Constituye la integración de la Ley de Planck y nos permite conocer la energía total que un cuerpo emite como función de su temperatura y emisividad, o sea, establece que la intensidad (I) del flujo radiante desde un cuerpo es de la cuarta potencia de su temperatura absoluta y de emisividad (ϵ):

$$I = \epsilon \sigma T^4 \quad (3,2)$$

donde: σ = constante de Stefan
 $= 5,67 \times 10^{-5} \text{ erg/cm}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{K}^4$
 $= 5,67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{K}^4$
 $= 8,132 \times 10^{-11} \text{ ly/min} \cdot \text{K}^4$
 $= 1,171 \times 10^{-7} \text{ ly/día} \cdot \text{K}^4$
 $= 1,962 \times 10^{-9} \text{ mm/día} \cdot \text{K}^4$

Emisividad (ϵ): Es la relación de la cantidad de energía emitida por una superficie dada a una longitud de onda específica y temperatura [$E(\lambda, T)$] entre la energía emitida por un cuerpo negro a la misma temperatura y longitud de onda.

$$\epsilon = E(\lambda, T) / E(\lambda, T)_n$$

Observamos que $\epsilon = 1$, para cuerpos negros, más para cuerpos opacos es menor que uno y para aquellas superficies en procesos de pérdidas de energía su valor se aproxima a 0.9.

Cuerpo Negro: Es aquel cuerpo que absorbe toda la energía que incide sobre ella, es un emisor perfecto donde $\epsilon = 1$.

- C) Ley de Kirchoff:** Establece que la absorptividad de un cuerpo o material para la radiación a una longitud de onda (λ) específica es igual a su emisividad a la misma longitud de onda:

$$a(\lambda) = \epsilon(\lambda)$$

Absortividad (a) : Es definida como la relación de cantidad de energía radiante absorbida (I_a) entre la cantidad total de energía incidente (I_i) sobre la superficie.

$$a = I_a / I_i$$

Para conocer la cantidad de energía radiada o recibida que gana o pierde un cuerpo, necesitamos las leyes de Stefan y de Wiedemann.

$$I_a = \epsilon \sigma T_a^4 - \sigma T_e^4 \quad I = \epsilon \sigma T_c^4 \quad I_n = I_a - I$$

$$I_e = \epsilon \sigma (T_a^4 - T_e^4) \quad (3,3)$$

- D) **Ley de Wien:** Constituye la derivada de la ley de Planck y establece que la longitud de onda (λ_m) a la cual un cuerpo emite mayor intensidad de energía varía en forma inversa a su temperatura absoluta:

$$\lambda_m \propto 1/T \quad = C/T, \quad C = 0,2898 \text{ cm.K}$$

$$\lambda_m = \frac{0,2898}{T} \quad \text{en cm} \quad (3,4)$$

$$\text{Para } T = 6000 \text{ K}, \quad \lambda_m = 4,83 \times 10^{-5} \text{ cm} = 0,483 \mu$$

$$\text{Para } T = 300 \text{ K} \quad \lambda_m = 9,66 \times 10^{-4} \text{ cm} = 9,66 \mu$$

$$1 \mu = 10^{-4} \text{ cm} = 1 \text{ micrón}$$

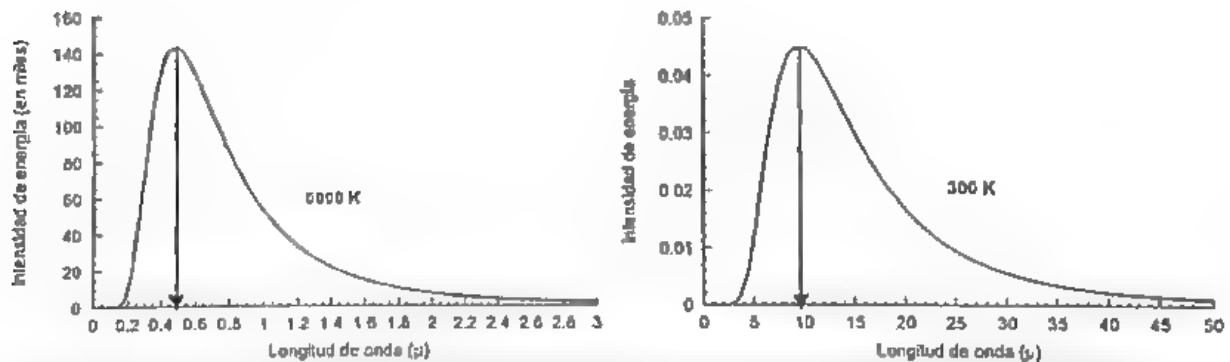


Figura 3.4: Longitud de onda de máxima emisión para dos cuerpos diferentes.

ENERGIA Y ESPECTRO SOLAR

El sol es una esfera incandescente cuya emisión total está dado por:

$$I_{sol} = \sigma T_s^4 \cdot A_{sol} \quad (3,5)$$

$$I_{sol} = 8,132 \times 10^{-13} \text{ Jy/min } K^4 * (6000 \text{ K})^4 * 4\pi r_s^2$$

$$I_{sol} = 105390,46 \text{ cal/cm}^2.\text{min} * 4\pi r_s^2$$

$$d_{sol} = 139100 \text{ km} = 1,391 \times 10^{10} \text{ cm}$$

$$I_{sol} = 56 \times 10^{26} \text{ cal/min}$$

Por lo tanto el sol emite en cada minuto 56×10^{26} calorías, de las cuales el 99 % está comprendida en el llamado "longitud de onda corta", es decir entre $0,15 \mu$ a 4μ el cual tiene la siguiente distribución espectral.

3.4 CONSTANTE SOLAR (S)

Es definido como el flujo promedio de radiación en el límite exterior (tope) de la atmósfera de la tierra, por unidad de área perpendicular a la dirección de los rayos solares.

Calculo de la constante solar

Cantidad de energía que emite el sol (I_{sol}): $I_{sol} = 56 \times 10^{26}$ cal / minuto

Distancia promedio sol-tierra (\bar{d}): $\bar{d} = 15 \times 10^{12}$ cm

Área de una esfera = Área "B" = $4\pi r^2$

Área "B" = $4\pi \bar{d}^2$

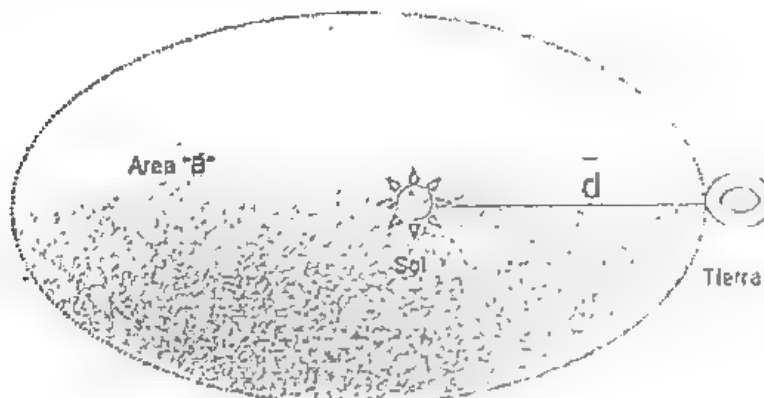


Figura 3.5 : Cálculo de la constante solar

$$S = \frac{E_{sol}}{\text{Area "B"}} = \frac{56 \times 10^{26} \text{ cal/min}}{4 \pi (15 \times 10^{12})^2 \text{ cm}^2} = \frac{56 \times 10^{26} \times 10^{-24} \text{ cal/min}}{4 \pi (225)} \frac{\text{cal/min}}{\text{cm}^2} \approx 2.0 \frac{\text{cal/min}}{\text{cm}^2}$$

$$S \approx 2.0 \frac{\text{Ly}}{\text{min}} = 1395 \text{ watts/m}^2$$

Cálculo de la constante Solar para Afelio y Perihelio

Distancias:

$$d (\text{Afelio}) = 152'080,000 \text{ km} = 15.208 \times 10^{12} \text{ cm}$$

$$d (\text{Perihelio}) = 147'250,000 \text{ km} = 14.725 \times 10^{12} \text{ cm}$$

$$S_{\text{Afelio}} = \frac{E_{\text{sol}}}{4\pi d_{\text{Afelio}}^2} = \frac{56 \times 10^{26} \text{ cal/min}}{4\pi (15.208 \times 10^{12})^2 \text{ cm}^2} = 1.92 \frac{\text{Ly}}{\text{min}}$$

$$S_{\text{Perihelio}} = \frac{E_{\text{sol}}}{4\pi d_{\text{Perihelio}}^2} = \frac{56 \times 10^{26} \text{ cal/min}}{4\pi (14.725 \times 10^{12})^2 \text{ cm}^2} = 2.05 \frac{\text{Ly}}{\text{min}}$$

Nota: El valor de la constante solar (S), se encuentra en función de la actividad solar y de las manchas solares.

3.5 ENERGIA PROMEDIO TOTAL EN EL TOPE DE LA ATMOSFERA

Es la energía que recibe en el tope de la atmósfera (sección circular) cuyo valor está dado por :

$$\begin{aligned} \bar{Q}_s &= S * r_t^2 & d_t &= 1,28 \times 10^9 \text{ cm} \\ &= 2.6 \times 10^{18} \text{ cal/min} \\ &= 3.68 \times 10^{21} \text{ cal/día} \\ &= 1.34 \times 10^{24} \text{ cal/año} \end{aligned}$$

Esta energía total se redistribuye en toda el área de la tierra (esfera), es decir en la unidad de área se recibirá:

$$\bar{Q}_t = \frac{\pi r_t^2 S}{4\pi r_t^2} = \frac{S}{4} = 0,5 \frac{\text{ly}}{\text{min}} = 720 \frac{\text{ly}}{\text{día}} = 263 \frac{\text{Kly}}{\text{año}}$$

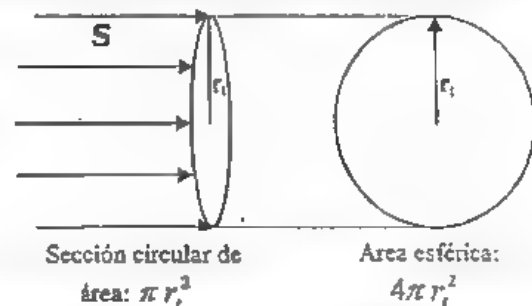


Figura. 3.6: Interceptación de la radiación solar por la Tierra

3.6 RADIACION SOLAR DISPONIBLE EN EL TOPE DE LA ATMOSFERA (Qs)

Es la cantidad de energía radiante disponible o recibida en el tope de la atmósfera, se conoce también como la radiación extraterrestre (Qs), es de uso muy generalizado para estimar la radiación incidente sobre la superficie terrestre, sobre todo en lugares donde no se dispone de instrumental de radiación. Su magnitud es función de la latitud (ϕ), época del año dado por el ángulo de declinación del sol (δ), duración del día solar dado por el ángulo horario de la hora de salida y puesta del sol (H) y la distancia entre el sol y la tierra (d),, como se indica a continuación :

$$Q_s = \frac{1440}{\pi} S \left(\frac{d}{d_0} \right)^2 \cos \phi \cos \delta (\sin H - H \cos H) \quad \frac{\text{ly}}{\text{día}} \quad (3,6)$$

y considerando que $1 \text{ mm} \approx 59,7 \text{ ly}$, se tiene:

$$Q_s = 7,68 S \left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2 \cos \phi \cos \delta (\sin H - H \cos H) \quad \frac{\text{mm}}{\text{día}} \quad (3,7)$$

donde: $H = \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \quad (3,8)$

$$\delta = -23,45 \cos \left(\frac{360}{365} n_d \right) \quad (3,9)$$

con $n_d = 0 = 365$ el 22 de diciembre.

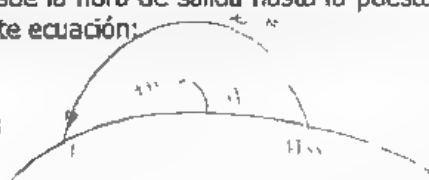
La ecuación 3.5 y 3.6 nos permite calcular la radiación solar disponible en el tope de la atmósfera para cualquier latitud y época del año.

3.7 FOTOPERIODO (N) \rightarrow duración del día

El Fotoperíodo es el período de tiempo desde la hora de salida hasta la puesta del sol, el cual puede ser cuantificado utilizando la siguiente ecuación:

$$H = \arccos[-\tan \phi \tan \delta] \quad \phi = 18^\circ S \quad N = \frac{2H}{15} \text{ horas} \quad (3,10)$$

$\delta = -23,45 \cos \left[\frac{360}{365} n_d \right]$



RELACION ENTRE LA DISTANCIA INSTANTANEA Y PROMEDIO ENTRE EL SOL Y LA TIERRA

$$\left(\frac{\bar{d}}{d} \right)_{JEa-JEa}^2 = 1,0334 - 0,067 \frac{n_1}{183} \quad (3,10)$$

$$\left(\frac{\bar{d}}{d} \right)_{JEa-JEa}^2 = 0,9674 + 0,067 \frac{n_2}{182} \quad (3,11)$$

$n_1 = 0$ el 3 de enero, $n_2 = 0$ el 5 de julio

Cuadro 3.5: Distancias y ángulos (15 de cada mes)

Mes	$d (10^{13})$	$\left(\frac{\bar{d}}{d} \right)^2$	δ
E	1.473	1.03	-21.13
F	1.482	1.02	-13.03
M	1.493	1.00	-2.52
A	1.507	0.99	9.78
My	1.517	0.97	19.02
Jn	1.521	0.97	23.35
Jl	1.519	0.97	21.37
A	1.511	0.98	13.49
S	1.498	1.00	1.87
O	1.485	1.01	-9.91
N	1.475	1.03	-19.34
D	1.471	1.03	-23.37

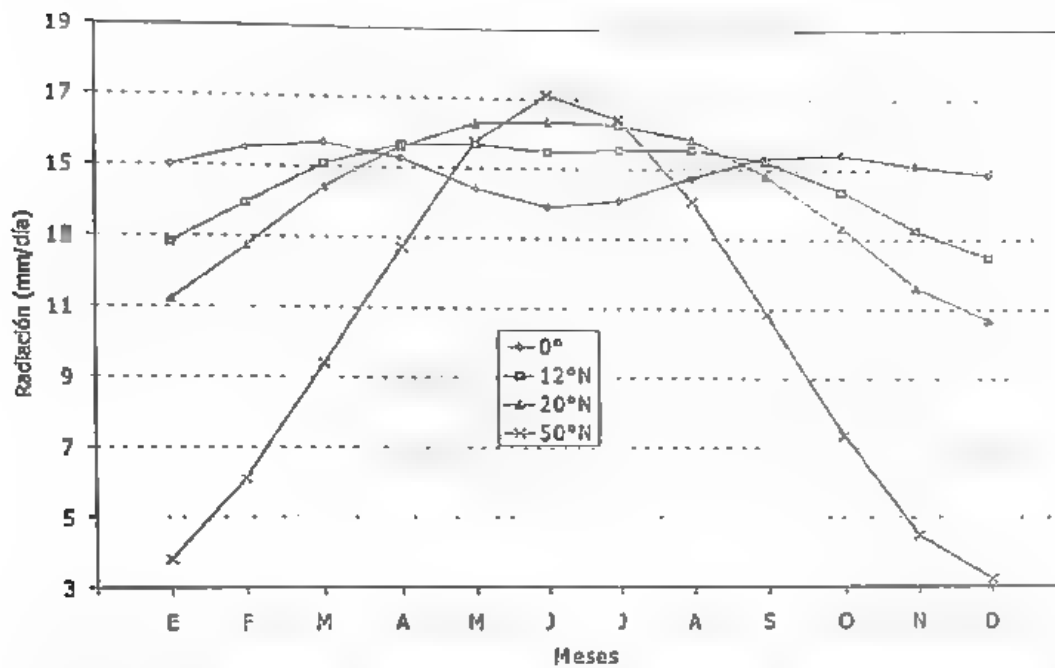


Figura. 3.7: Variación de la radiación solar en el Tope de la Atmósfera (Q_s) para el **HN**

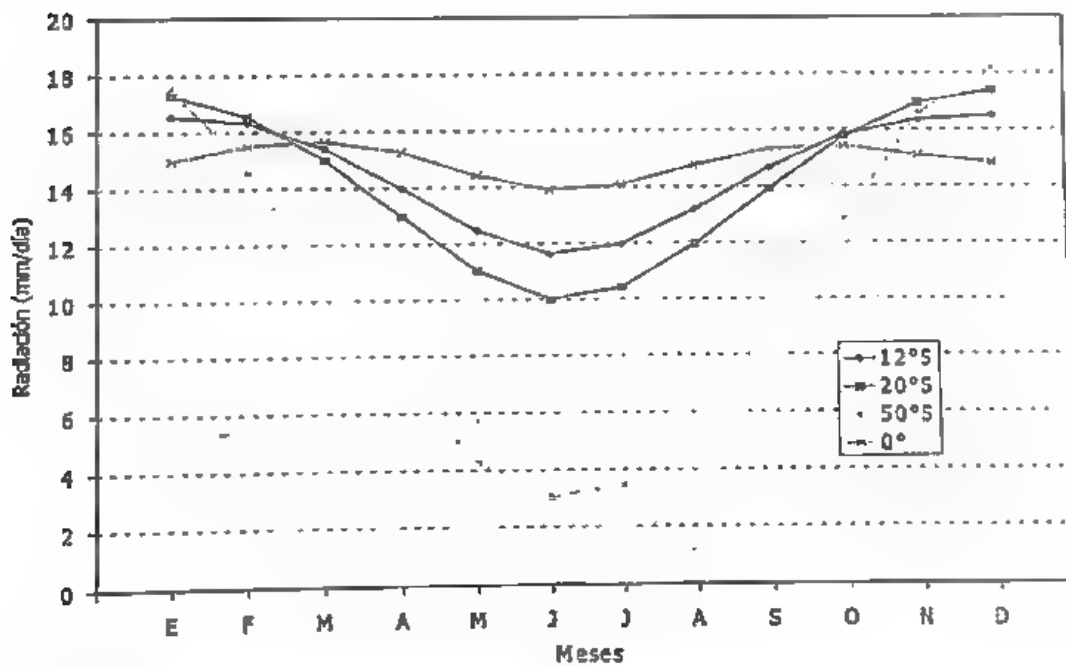


Figura. 3.8: Variación de la radiación solar en el Tope de la Atmósfera (Q_s) para el **HS**

3.8 EFECTO DE LA ATMOSFERA EN LA RADIACION

Cuando la radiación solar (Q_s) penetra en la atmósfera experimenta los procesos de reflexión ($Q + q$), dispersión (Q_d) y absorción (Q_a). La parte que atraviesa la atmósfera e incide a la superficie terrestre se llama **radiación directa (Q)**, y la radiación reflejada y dispersada que llega a la superficie siguiendo diferentes direcciones, se denomina **radiación difusa (q)**. Estos procesos se llevan a cabo debido a la presencia de nubes, vapor de agua y los constituyentes constantes del aire seco. En la alta atmósfera se absorbe gran parte del espectro ultravioleta, y, el espectro infrarrojo en la tropósfera baja, el espectro visible no es absorbido en una atmósfera sin nubes.

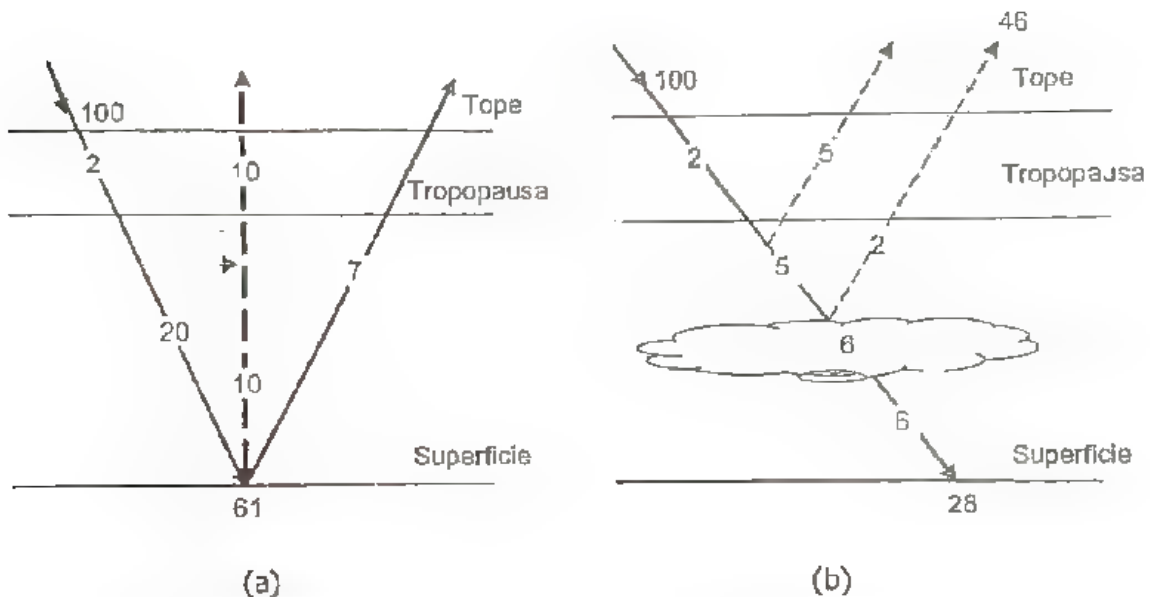


Figura 3.9 Distribución promedio de la radiación en condiciones de cielo (a) despejado y (b) nublado

3.9 RADIACION GLOBAL ($Q+q$)_i

Llamado también radiación incidente, es la cantidad de radiación directa (Q) y difusa (q) que llega a la superficie terrestre. Se mide o cuantifica con instrumentos denominados Piranómetros, cuyo sistema selecto de longitudes de onda sea una semiesfera. Sin embargo en la mayoría de los casos no se disponen del instrumental por lo que se les estima recurriendo a ecuaciones empíricas de la forma:

$$(Q + q)_i = Q_s (a + b n/N) \quad (3,12)$$

$$(Q + q)_i = Q_s (a + b \Delta T/N)$$

donde:

- n = horas de sol o brillo solar
- N = Duración del día solar u horas de sol máximo o fotoperíodo
- ΔT = $T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}}$ = rango diurno de temperatura ($^{\circ}\text{C}$ ó K)
- Q_s = Radiación solar en el tope de la atmósfera (mm/día , ly/día)

a y b son constantes propias de cada localidad y para nuestro país se tienen las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned}
 \text{Costa Central} & : (Q + q)_i = Q_s (0,060 + 0,640 \Delta T/N) \\
 \text{Costa Norte} & : (Q + q)_i = Q_s (0,360 + 0,221 \Delta T/N) \\
 \text{Sierra Central} & : (Q + q)_i = Q_s (0,457 + 0,207 \Delta T/N) \\
 \text{Sierra Norte} & : (Q + q)_i = Q_s (0,284 + 0,205 \Delta T/N) \\
 \text{Sierra Sur} & : (Q + q)_i = Q_s (0,230 + 0,380 \Delta T/N) \\
 \text{Selva} & : (Q + q)_i = Q_s (0,0188 + 0,4984 \Delta T/N)
 \end{aligned} \quad (3,13)$$

3.10 ALBEDO (α)

Es el grado de reflectividad de la superficie de un cuerpo y se cuantifica como la relación de la radiación reflejada por la superficie $(Q + q)_r$ y la radiación incidente sobre dicha superficie $(Q + q)_i$.

$$\alpha = \frac{(Q + q)_r}{(Q + q)_i} * 100 \quad (3,14)$$

Este parámetro de la superficie puede alterarse cambiando la cantidad de la radiación reflejada, la cual puede conseguirse cambiando la coloración de la superficie en consideración. Esto nos indica que uno de los factores que modifica el albedo es el color de los cuerpos y el otro factor decisivo es el ángulo de incidencia (α_i) de la radiación global.

Cuadro 3.6 Valores característicos de albedo superficial (α) y emisividad (ϵ)

Superficie	Albedo(α)	Emisividad (ϵ)	Superficie	Albedo(α)	Emisividad (ϵ)
Agua	0,05 a 0,11	0,96	Nieve Limpia	0,75 a 0,90	0,97
Alfalfa	0,16 a 0,25	0,96	Nieve sucia	0,45	
Algodonero	0,16 a 0,25		Papas	0,15 a 0,27	
Arena seca	0,18 a 0,30		Pasto fresco	0,25	0,95
Arena Amarilla	0,25 a 0,35	0,95	Pasto seco	0,15 a 0,30	
Bosque de Pino	0,05 a 0,12	0,90	Pedregal	0,10 a 0,20	
Bosque de Roble	0,10 a 0,18		Piña	0,05 a 0,08	
Barbecho	0,08 a 0,10		Pintura Blanca de cal	0,83	0,95
Caña de azúcar	0,05 a 0,18		Pradera natural	0,15	0,90
Cebada	0,20		Pradera de alfalfa	0,16 a 0,27	0,97
Cítricos	0,17	0,93	Pradera de gramíneas	0,15 a 0,27	0,97
Carreteras	0,08 a 0,17	0,93	Remolacha	0,15 a 0,27	
Coníferas	0,12 a 0,16	0,90	Ríos	0,06 a 0,11	
Dunas	0,20 a 0,40		Salinas	0,42	
Espejo	0,88		Suelo oscuro	0,05 a 0,16	0,90
Espinaca	0,24 a 0,28		Suelo húmedo	0,10	0,97
Granos	0,15 a 0,25		Suelo claro	0,20 a 0,43	0,90
Hierba verde	0,15 a 0,20		Selva conífera	0,05 a 0,15	
Hierba seca	0,19 a 0,32		Tinte negro	0,04	0,92
Hierba mojada	0,20 a 0,35		Tinte blanco	0,85	0,92
Huerta de naranjas	0,17		Trigo	0,15 a 0,25	
Maíz	0,12 a 0,24	0,97	Tierra vegetal	0,10 a 0,25	
Nieve fresca	0,85 a 0,90		Vegetación desértica	0,37	
			Zonas urbanas	0,16 a 0,45	

3.11 RADIACION NETA EN ONDA CORTA (R_{noc})

Es la parte de la radiación incidente absorbida por la superficie sobre el cual incide:

$$R_{noc} - Q_a = (Q + q)_i - (Q + q)_r = m_s C_s \Delta T = m_l C_l \Delta T \quad (3,15)$$

$$= (Q + q)_i - \alpha (Q + q)$$

$$R_{noc} = (Q + q)_i (1 - \alpha)$$

$$R_{noc} = (Q + q)_i (1 - \alpha) = Q_s \left(a + b \frac{X}{N} \right) (1 - \alpha) \quad (3,16)$$

donde: α = albedo de la superficie en consideración.

De acuerdo a la ecuación (3,16), se ve que mientras Q_s exista y $\alpha < 1$, la radiación neta en onda corta es siempre positivo ($R_{noc} > 0$). Sin embargo va existir situaciones en la cual sea necesaria alterar su magnitud disminuyendo o aumentando, y en ciertos casos evitar su pérdida.

3.12 RADIACION TERMAL

Se llama así a la radiación que emite la superficie de la Tierra y está comprendida en mayor proporción entre 4 a 50 μ de longitud de onda, o sea en el llamado longitud de onda larga.

$$I_t = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (3,17)$$

donde

- ε : es la emisividad de la superficie $\approx 0,9$
- σ : es la constante de Stefan = $1,96 \times 10^{-8}$ mm/dia.K⁴ = $8,132 \times 10^{-11}$ ly/min.K⁴
- T_s : es la temperatura de la superficie terrestre

3.13 ESPECTRO DE ABSORCION

De toda la energía que la superficie terrestre emite aproximadamente el 90 % es absorbido por el vapor de agua, ozono, CO₂ y las nubes.

- El espectro de absorción se muestra en el cuadro 3.3; el cual tiene las siguientes características:

En una atmósfera sin nubes los espectros de 8 – 9,4 μ y 9,8 – 13 μ , no son absorbidos por ningún constituyente atmosférico y por ello a estos intervalos de longitudes de onda se les denomina como **ventanas atmosféricas**. Es además importante resaltar que el vapor de agua es la componente más eficiente en el proceso de absorción de la radiación termal (comienza a absorber desde 11 μ en menos del 100 % y desde 20 μ absorbe el 100 %); y como su contenido en la atmósfera varía desde próximo a cero sobre áreas desérticas a un máximo de 4 en los trópicos húmedos, es obvio que la radiación termal se pierda no sólo por las ventanas atmosféricas sino también debido a la falta o poca concentración del vapor de agua en la atmósfera.

Cuadro 3.7: Espectros de absorción

Absorbente	Espectro (μ)
O ₃	9.5 - 9.8
CO ₂	13.1-16.9, 2.4-4.6
H ₂ O	4.0-7.7 y > 20, 1.3-1.9
Nubes	1.6 1.9, 0.7-1.2
	Toda la radiación infrarroja

Por otro lado los campos de cultivo con intensos procesos de evapotranspiración serán completamente diferentes a áreas o campos de cultivos en la etapa de maduración, de manera que similar a la concentración del CO₂ tendrá una variación dependiendo del estado hídrico y estado fenológico del cultivo. Durante el día la concentración será mayor en cultivos con deficiencia de agua y fases fenológicas finales y viceversa.

La figura muestra la curva de absorción de los gases de la atmósfera

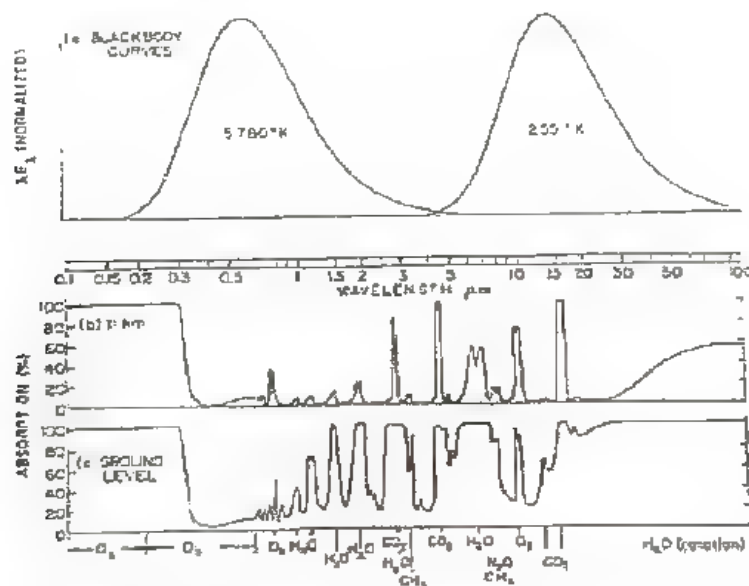


Figura 3.10: Espectro de absorción de la Radiación

3.14 CONTRARADIACION (I_i)

Es la radiación emitida por la atmósfera y que incide sobre la superficie terrestre. Su magnitud depende de la cantidad de radiación absorbida, tanto en onda corta como en onda larga por parte de la atmósfera.

$$I_i = \epsilon_a \sigma T_a^4 \quad (3,18)$$

3.15 RADIACION NETA EN ONDA LARGA (R_{nol})

Es la cantidad de energía radiante en onda larga que una superficie posee como resultado de la energía que recibe y pierde.

$$R_{nol} = I_i - I_e \quad (3,19)$$

En la mayoría de los casos $R_{nol} < 0$

R_{nol} pueden cuantificarse con ecuaciones empíricas como:

$$R_{nol} = -\sigma T^4 \left(0,1 + 0,9 \frac{M}{N} \right) (0,56 - 0,079 \sqrt{e}) \quad \text{ly/min} \quad (3,20)$$

$$R_{nol} = -\sigma T^4 (0,56 - 0,079 \sqrt{e}) \quad \text{ly/min} \quad (3,21)$$

Las ecuación 3.20 y 3.21 se aplica para condiciones con nubosidad y sin nubosidad respectivamente.

e = presión de vapor (hPa)

T = temperatura absoluta (K)

M = horas de sol (horas y décimas)

N = fotoperíodo (horas y décimas)

$\sigma = 1,96 \times 10^{-9} \text{ mm/día.K}^4 = 8,132 \times 10^{-11} \text{ ly/min.K}^4$

Para zonas donde no se disponen de horas de sol (M) y humedad atmosférica (e), puede usarse expresiones de la forma:

$$R_{nol} = a + b \Delta T/N$$

Para el Perú se tiene:

Costa Norte :	$R_{nol} = -0,111 + 0,255 \Delta T$	
Costa Central :	$R_{nol} = -0,21 + 0,23 \Delta T$	
Costa Sur :	$R_{nol} = -0,474 + 0,5134 \Delta T$	
Sierra Norte :	$R_{nol} = -0,827 + 0,209 \Delta T$	(3,22)
Sierra Central :	$R_{nol} = -0,0971 + 0,188 \Delta T$	
Sierra Sur :	$R_{nol} = -4,74 + 0,5134 \Delta T$	
Selva :	$R_{nol} = -1,2516 + 2,5882 \Delta T/N$	

3.16 BALANCE DE RADIACION O RADIACION NETA (RN)

Es el proceso a través del cual se cuantifica la disponibilidad de energía en la superficie o sistema en consideración

$$RN = R_{noc} + R_{nol} \quad (3,23)$$

$$RN > 0$$

$$RN = 0$$

$$RN < 0$$

Será positivo solo durante el día, cuando R_{noc} sea mayor que R_{nol} ; mientras que será igual a cero en el instante en que los dos términos tengan valores iguales. Durante la noche y en situaciones donde R_{nol} sea mayor que R_{noc} , la radiación neta será negativa e indicarán déficit de energía. Evidentemente estas situaciones pueden ser alteradas en áreas pequeñas por la intervención del hombre, tema que corresponde a cambios de microclimas. (¿cómo podrá aumentarse, disminuirse y conservarse? ¿para qué servirá esta energía disponible?)

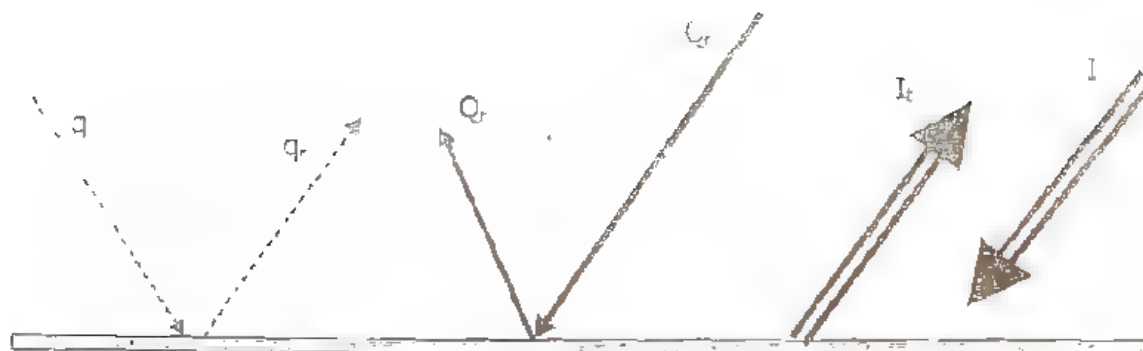


Fig. 3.10 Representación esquemática del Balance de Radiación

3.17 BALANCE DE ENERGIA

Es un principio físico de conservación de energía e indica en qué y como se redistribuye la energía disponible (RN). Para sól dos se tiene:

$$RN + H + LE + G = 0 \quad (3,24)$$

o

$$RN = H + LE + G \quad (3,25)$$

H	:	Flujo de calor para calentar el aire
LE	:	Flujo de calor para cambiar de estado el agua
G	:	Flujo de calor para calentar el suelo

3.18 EFECTO INVERNADERO

Es un fenómeno natural atmosférico que evita que la totalidad de la energía emitida por la superficie terrestre (radiación en onda larga) escape al espacio y se pierda.

El fenómeno se puede constatar en las noches de invierno. Las nubes contienen mucha agua y, si el cielo está cubierto, la atmósfera se mantiene tibia hasta el alba; en el caso de que esté el cielo despejado podemos incluso llegar a observar que al amanecer la superficie está helada.

Término que se aplica al papel que desempeña la atmósfera en el calentamiento de la superficie terrestre. La atmósfera es prácticamente transparente a la radiación solar de onda corta, absorbida por la superficie de la tierra. Gran parte de la radiación se vuelve a emitir hacia el espacio exterior con una longitud de onda correspondiente a los rayos infrarrojos (onda térmica, onda larga) por los gases invernadero como: el dióxido de carbono, el metano, el óxido nítrico, los halocarbonos, y el ozono y los clorofluorocarbonos presentes en la atmósfera. Este efecto de calentamiento es la base de las teorías relacionadas con el calentamiento global.

Cuadro 3.8 . Gases Invernaderos

Gas Invernadero	Fórmula	Contribución	Fuentes
Dióxido de carbono	CO ₂	50	Respiración, incendios, vegetación en descomposición, combustión de fósiles.
Metano	CH ₄	19	Arrozales, ganado.
CloroFluorCarbonos	CFC	17	Aerosoles, refrigerantes, espumas de plástico y soportes.
Ozono	O ₃	8	Escapes de los automóviles.
Oxido Nitroso	N ₂ O	4	Escapes de los automóviles.
Agua (atmosférica)	H ₂ O	2	Superficies húmedas y acuáticas.

3.19 Importancia de los gases invernaderos en el cambio atmosférico global de tierra

El contenido de dióxido de carbono de la atmósfera ha venido aumentando un 0.4% relativo cada año como consecuencia del uso de combustibles fósiles como el petróleo, el gas y el carbón; la destrucción de bosques tropicales por el método de cortar y quemar también ha sido un factor relevante que ha influido en el ciclo del carbono. La concentración de otros gases que contribuyen al efecto invernadero como el metano y los clorofluorocarbonos, está aumentando todavía más rápidamente. El efecto neto de estos incrementos podría ser un aumento global de la temperatura, estimando en 2 a 6 °C en los próximos 100 años. Un calentamiento de esta magnitud alteraría el clima en todo el mundo, afectaría a las cosechas y haría que el nivel del mar subiera significativamente. De ocurrir esto, millones de personas se verían afectadas por las inundaciones.

Mediante el uso de imágenes obtenidas a través de satélites climáticos, los científicos proporcionan pruebas del cambio climático y aportan datos significativos para el estudio del calentamiento global del planeta.

El CO₂ es el más importante gas de invernadero resultante de la actividad humana. En los últimos 200 años, la concentración de CO₂ se ha elevado de 280 a 350 ppm. Este incremento en la cantidad de CO₂ en la atmósfera ha contribuido aproximadamente el 70% del efecto invernadero producido por la humanidad; el metano al 23% y el óxido nitroso al 7%.

Se estima que seis mil millones de toneladas de carbón cada año son emitidas a la atmósfera en la forma de CO₂, como resultado de la quema de combustibles fósiles. El gas carbónico (CO₂) proviene principalmente del consumo de energía fósil: petróleo, gas natural y carbón mineral, y de la destrucción de bosques, particularmente en el trópico. La inyección de CO₂ a la atmósfera en 1990 se estima en 30.000 millones de toneladas métricas anuales, de las que tres cuartas partes se debería al consumo de energía fósil. Esto representa un aporte de más de 8.000 millones de toneladas de carbono a la atmósfera anualmente.

Aunque los gases de invernadero son un problema global, no tienen un origen global (Cuadro 3.8). Noventa y cinco por ciento de las emisiones industriales de CO₂ son producidas en el hemisferio norte, el cual es dominado por países industriales.

El efecto invernadero es un fenómeno natural, convertido por el hombre en una amenaza a su propia seguridad. Los principales gases producto de la actividad humana que contribuyen

al efecto invernadero son el dióxido de carbono o gas carbónico (CO_2), el metano (CH_4), los óxidos nitrosos (N_2O), los cloro-fluoro-carbonos (CFCs), y el ozono troposférico (O_3). Se derivan principalmente del consumo de energía de la actividad industrial y de la expansión de la agricultura.

Según la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA) desde el comienzo de la revolución industrial la concentración de CO_2 en la atmósfera ha aumentado en un 30%, la de metano se ha duplicado, y los óxidos nitrosos ha aumentado en un 15%.

Cuadro 3.9 : Países emisores de CO_2

EMISIONES DE CO_2	Total de emisiones (1)		Emisiones por habitante (2)	
	1990	1995	1990	1995
AUSTRALIA	72	82	4.3	4.5
AUSTRIA	16	16	2.1	1.9
BELGICA	30	33	2.1	1.9
ALEMANIA	268	239	3.4	2.9
CANADA	118	129	4.2	4.3
DINAMARCA	14	17	2.8	3.2
ESTADOS UNIDOS	1335	1427	5.3	5.4
ESPAÑA	59	69	1.5	1.8
FINLANDIA	15	18	2.9	3.6
FRANCIA	103	97	1.8	1.7
GRECIA	20	21	2.0	2.1
ISLANDIA	1	1	2.6	2.5
IRLANDA	9	10	2.6	2.7
ITALIA	111	116	2.0	2.0
JAPON	291	315	2.3	2.5
LUXEMBURGO	3	2	7.8	6.1
NUEVA ZELANDA	7	8	2.0	2.2
NORUEGA	9	8	2.0	1.8
PORTUGAL	11	14	1.1	1.4
REINO UNIDO	159	153	1.7	1.7
SUECIA	14	15	1.7	1.7
SUIZA	12	11	1.8	1.6
TURQUIA	38	43	0.7	0.7

(1) (millones de toneladas de carbón)
(2) (toneladas de carbón)

EFFECTO DE LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS EN LOS SISTEMAS NATURALES FÍSICOS

Calentamiento global

Consecuencia de la intensificación del efecto invernadero (aumento del dióxido de carbono CO_2)

Aumento de la temperatura del aire: En los últimos 100 años, la temperatura media ha aumentado entre 0.3 y 0.7 °C.

Algunas estimaciones sitúan entre el aumento de la temperatura entre 1.5° y 5.5° en el próximo siglo si se dobla la concentración de dióxido de carbono.

Cambios en la circulación de las masas de aire: Según los modelos físico - matemáticos se tendría un aumento en los polos de 6°C para el año 2100 y en las zonas ecuatoriales el aumento sería de 1°C. Esto provocaría un menor contraste de temperaturas entre los polos y el ecuador y un cambio en la circulación general de la atmósfera.

Deshielo de los nevados : el aumento de la temperatura de las regiones polares provoca un lento deshielo de los casquetes polares.

Ascenso del nivel del mar: Durante el siglo XX, el nivel global de los océanos ha subido un promedio de 12 ± 5 cm. Con un calentamiento global entre 1.5°C y 5.5°C , se prevé que el nivel del mar podría ascender entre 20 y 165 cm de promedio debido a la expansión del agua oceánica. Ocasionado graves problemas de inundaciones en la zonas costeras y podrían desaparecer unas 300 islas de baja altura del Pacífico.

Reducción del ozono estratosférico: Al reducirse el ozono en la atmósfera y al destruir la capa de ozono la radiación ultravioleta ($\lambda \leq 290$ nm) proveniente del sol llegará a la superficie de la tierra. Dicha radiación puede destruir ácidos nucleicos (ARN y ADN).

La radiación ultravioleta entre los 290 nm y 320 nm, puede desarrollar cáncer a la piel induciendo el melanoma maligno. Igualmente el exceso de ésta radiación es causa de las cataratas (ocasionando ceguera).

Por último ésta radiación inhibe el sistema inmunológico del hombre incrementándose la predisposición de contraer herpes, hepatitis e infecciones a la piel.

PROBLEMAS RESUELTOS

1.- La superficie de una piscina llena de agua de albedo de 25% , absorbe 600 ly/día. La radiación solar incidente y la radiación solar reflejada por la superficie son respectivamente (ly/día):

$$R_{noc} = Q_{abs} = (Q+q)_i - (Q+q)_r = (Q+q)_i (1 - \alpha)$$

$$600 = (Q+q)_i (1 - 0.25)$$

$$(Q+q)_i = 800$$

$$R_{noc} = (Q+q)_i - (Q+q)_r$$

$$600 = 800 - (Q+q)_r$$

$$(Q+q)_r = 200$$

2.- La radiación reflejada por una superficie cubierta de gras de la estación meteorológica Alexander Von Humboldt es de 10 W/m² y la radiación absorbida es de 30 W/m². El albedo de la superficie de gras es:

$$R_{noc} = Q_{abs} = (Q+q)_i - (Q+q)_r = (Q+q)_i (1 - \alpha) \quad \alpha = \frac{(Q+q)_r}{(Q+q)_i}$$

$$Q_{abs} = (Q+q)_i - (Q+q)_r$$

$$30 = (Q+q)_i - 10$$

$$(Q+q)_i = 40 \text{ W/m}^2$$

$$\alpha = \frac{(Q+q)_r}{(Q+q)_i} \times 100 = \frac{10}{40} \times 100 = 25 \%$$

3.- Encontrar la temperatura correspondiente a la intensidad de máxima emisión de energía de un cuerpo negro que emite en una longitud de onda de 0.48μ.

Por la ley de Wien: $\lambda_{\text{máx}} = \frac{0.2897}{T} \text{ cms} \quad T = \frac{0.2897}{0.48 \mu \times \frac{10^{-4} \text{ cm}}{\mu}} = 6035.4 \text{ }^\circ\text{K}$

- 4) Calcular Rn, Rnoc y Rnol y el α con la siguiente información:
 radiación solar incidente en la superficie de la tierra = 80 ly/día
 radiación solar reflejada por la superficie de la tierra = 40 ly/día
 radiación termal = 20 ly/día
 contrarradiación = 40 ly/día

$$R_n = R_{noc} + R_{nol}$$

$$R_n = [(Q+q)_i - (Q+q)_r] + (I_1 - I_2)$$

$$R_{noc} = (Q+q)_i - (Q+q)_r = 80 - 40 = 40 \text{ ly/día}$$

$$R_{nol} = I_1 - I_2 = 40 - 20 = 20 \text{ ly/día}$$

$$R_n = 40 + 20 = 60 \text{ ly/día}$$

$$\alpha = \frac{(Q+q)_r}{(Q+q)_i} \times 100 = \frac{40}{80} \times 100 = 50 \%$$

5) Calcular la duración del día para el 12 de enero y el 13 de junio del año 2003, para la localidad de la Molina (lat: 12.3°S)

Utilizando las ecuaciones 3.10 y 3.11, tenemos:

12 de enero $n_1 = 9$ días

$$\delta = -23.45 \left[\cos \frac{360}{365} (9) \right] = 23.17^\circ$$

$$H = \arccos(-\tan(-12.3^\circ) \tan(23.17^\circ)) = 95.35^\circ$$

$$N = \frac{2H}{15} = 12.7 \text{ horas}$$

13 de junio $n_1 = 161$ días

$$\delta = -23.45 \left[\cos \frac{360}{365} (161) \right] = 22.005^\circ$$

$$H = \arccos(-\tan(-12.3^\circ) \tan(22.005^\circ)) = 84.94^\circ$$

$$N = \frac{2H}{15} = 11.3 \text{ horas}$$

Cuadro de resultados

	n_d	δ	H	N
12 de enero	9	-23.17	95.35	12.71
13 de junio	161	22.005	84.94	11.3

Como conclusión podemos decir que en la Molina el fotoperíodo para el 12 de enero es mayor que el fotoperíodo para el 14 de junio.

8) Calcular la duración del día para el 9 de marzo del año 2003 para los siguientes lugares: Lima ($12^\circ 00'S$), Santiago de Chile ($33^\circ 23'S$) y Puerto Montt ($41^\circ 25'S$).

Para el 9 de marzo tenemos: $n_1 = 65$ días

$$\delta = -23.45 \left[\cos \frac{360}{365} (65) \right] = 10.2^\circ$$

$$H = \arccos(-\tan(-12.0^\circ) \tan(-10.2^\circ)) = 92.19^\circ$$

$$H = \arccos(-\tan(-33.38^\circ) \tan(-10.2^\circ)) = 96.81^\circ$$

$$H = \arccos(-\tan(-41.42^\circ) \tan(-10.2^\circ)) = 99.13^\circ$$

Cuadro de resultados

Lugar	n_d (días)	ϕ°	δ°	H°	N (horas)
Lima (12°)	65	12.00	-10.2	92.19	12.3
Santiago de Chile (33.38°)	65	33.38	-10.2	96.81	12.9
Puerto Montt (41.42°)	65	41.42	-10.2	99.13	13.2

Como conclusión podemos decir que el fotoperíodo aumenta al aumentar la latitud.

PROBLEMAS DE ENERGIA ATMOSFERICA

1. Expresar la constante solar ($S = 1,94 \text{ ly/min}$), en unidades de ly/día , Joule/día , W/m^2 y mm/día .
2. Determine la longitud de onda de máxima emisión de energía (λ_m) de un campo de cultivo cuya temperatura promedio es de 13°C . $\lambda_m = 1,013 \times 10^{-5} \text{ m}$
3. Explique como puede determinar la disponibilidad de energía (RN) en el Lago Titicaca en un día del mes de diciembre, marzo y Junio. $RN = H + LE + G$
4. Si la radiación neta (RN) en una superficie acuática y una superficie de suelo húmedo son negativas, explique donde hay mayor pérdida de energía.
5. Si en el tope de la atmósfera se instala un sensor de radiación en onda larga ($4 - 50 \mu$). Explique cómo debe ser la oscilación de los valores que registra. \odot
6. Si a 3 200 metros de altitud se registra una temperatura media mensual de 11°C , 15°C de temperatura máxima y 7°C de temperatura mínima, y la localidad está ubicada a una latitud de 11° S . Determine:
 - a) La radiación neta en onda corta
 - b) La radiación neta $\frac{m}{m}$
7. En una piscina de 6 m^3 y 2 m^2 de área cuyo albedo (α) es 3% , incide una radiación solar constante de $0,9 \text{ ly/m}^2\text{n}$. Determine:
 - a) El cambio de temperatura que origina dicha radiación en una hora.
 - b) Si la temperatura inicial fuera de 20°C . ¿Qué tiempo será necesario para alcanzar una temperatura de 70°C ?
 - c) ¿Será posible alcanzar dicha temperatura? explique.
8. Si sobre un cultivo de papa la longitud de onda de máxima emisión es de $9,5 \mu$. ¿Cuánto es la energía emitida por dicho cultivo si tiene una emisividad de $0,90$?
9. Determine la radiación solar absorbida por un cultivo de maíz, si se tiene que la radiación reflejada es 250 W/m^2 y un albedo (α) de 25% ?
10. Si la radiación neta en onda corta es de 6 mm/día , la radiación termal de 4 mm/día y la contrarradiación de 2 mm/día . La radiación neta (RN) y la radiación neta en onda larga (Rnol) son respectivamente: (en mm/día).

CAP. IV HUMEDAD ATMOSFERICA

Denominaremos como humedad atmosférica a la cantidad de agua (vapor, líquido y sólido) presente en el aire atmosférico.

4.1 Vapor de Agua

Es la cantidad de agua en estado de vapor presente en la atmósfera. Constituye uno de los componentes o variables meteorológicas más importante de la atmósfera. Su concentración varía desde cero hasta 4 % (4 g de agua por 100 g de aire). Esta amplia variabilidad se debe a la facilidad que tiene para pasar a los tres estados físicos (líquido, sólido y gaseoso), a temperaturas reinantes de la tierra. El vapor de agua proviene de la continua evaporación de los mares, lagos, ríos, suelo húmedo y evapotranspiración de campos con vegetación.

$$e = f(-E)$$

4.2 Formas de expresar el contenido del vapor de agua en el aire

El vapor de agua existente en la atmósfera puede expresarse en diversas formas tales como:

- a) Presión o tensión del vapor (e_a) o presión parcial o actual del vapor de agua
- b) Densidad del vapor (ρ_v), llamado también humedad absoluta
- c) Humedad específica (q)
- d) Relación de mezcla (r)

4.3 Formas de expresar el grado de saturación del aire

- e) Déficit de saturación (Δe)
- f) Humedad relativa (hR)

a) Presión de vapor (e_a)

Es la presión que ejerce el vapor de agua existente en la atmósfera y que contribuye a la presión atmosférica total (P)

$$P = p_d + e_a$$

Su ecuación de estado está dado por:

$$\begin{aligned} e_a &= \rho_v R_v T \\ e_a &= \frac{\rho_v R_d T}{\epsilon} \\ e_a &= m_v R_v \frac{T}{Y} \end{aligned} \quad (4,1)$$

donde:

$\epsilon = M_v/M_d$; es una constante que relaciona el peso molecular del vapor de agua y el peso molecular del aire seco.

Medida de la presión de Vapor (e_a)

Su medida se realiza en forma indirecta mediante la Psicrometría; el cual es la medida indirecta de la humedad atmosférica mediante la utilización del Psicrómetro. Este instrumento posee dos (2) termómetros llamados seco y húmedo, respectivamente. Los datos del termómetro seco (temperatura del bulbo seco) y del termómetro húmedo (temperatura del bulbo húmedo).

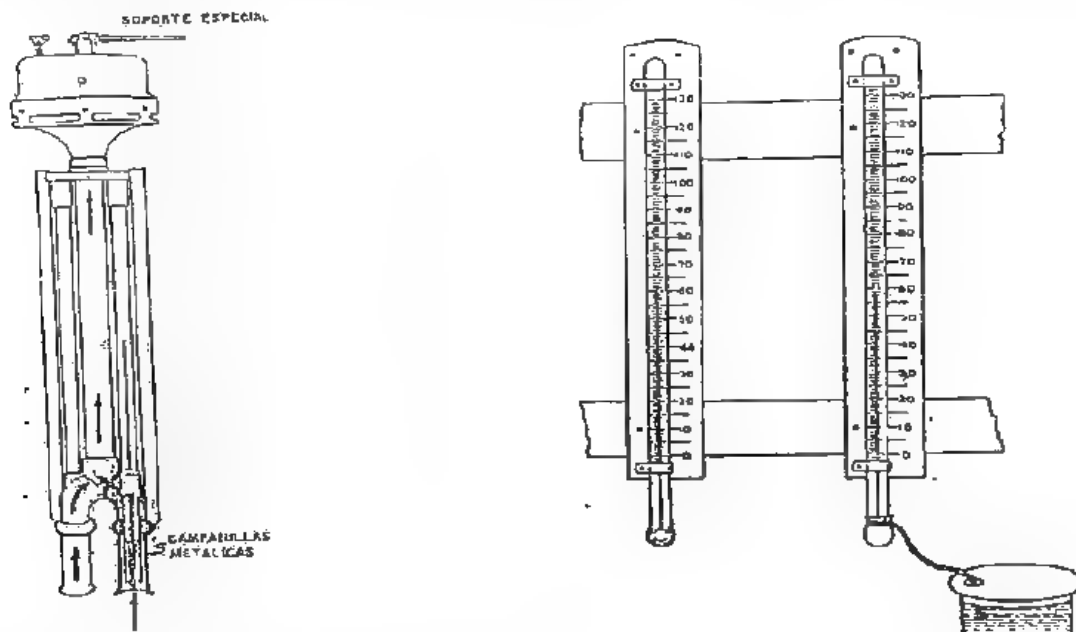


Figura 4,1: Tipos de Psicrómetro

Permiten conocer la presión del vapor a través de la siguiente ecuación llamada ecuación Psicrométrica:

$$e_a = e_{sh} - \frac{C_p P}{L \varepsilon} (T_s - T_h) \quad (4,2)$$

donde:

$$\varepsilon = 0,622$$

e_a = Presión del vapor de agua o presión parcial del vapor de agua (hPa)

e_{sh} = Presión de saturación a la temperatura del bulbo húmedo (hPa)

L = Calor latente de vaporización (cal/g)

$$= 597,3 - 0,56 T_s$$

C_p = Calor específico del aire seco a presión constante (0,241 cal/g.°C)

P = Presión atmosférica (hPa)

T_s = Temperatura del bulbo seco (°C)

T_h = Temperatura del bulbo húmedo (°C)

$$\gamma = \frac{C_p P}{L \varepsilon} \quad \text{Constante Psicrométrica (hPa/°C)}$$

Para La Molina se tiene:

$$\begin{aligned} e_a &= e_{sh} - 0,65 (T_s - T_h), & \text{en hPa} \\ e_a &= e_{sh} - 0,49 (T_s - T_h), & \text{en mmHg} \end{aligned} \quad (4,3)$$

Según, Mar (1985), la constante psicrométrica varía de acuerdo a los diferentes p sos altitudinales, dado que varía de acuerdo a la presión atmosférica (Cuadro 4.1).

Cuadro 4,1 Variación altitudinal de la constante Psicrométrica

Altitud (m)	Presión (mmHg)	Presión (hPa)	γ (mm Hg/°C)
200	743	991	0,53
300	734	979	0,52
400	725	967	0,51
500	716	955	0,51
1000	673	897	0,48
1500	632	843	0,45
2000	594	792	0,42
2500	558	744	0,39
3000	525	700	0,37
4000	462	616	0,33
5000	408	544	0,29

Presión de Saturación (e_s ó e_{sh})

Es la presión que ejercería a máxima cantidad de vapor de agua que puede contener una determinada muestra de aire. Esta tensión máxima depende solo de la temperatura del aire; aumenta cuando la temperatura del aire se incrementa y disminuye cuando la temperatura desciende. Esto puede observarse en el siguiente cuadro que es una parte de una tabla psicrométrica:

Cuadro 4.1: Variación de la presión de vapor con la temperatura

T (°C)	0	5	10	15	20	25	30
e_s (hPa)	6,11	8,72	12,27	17,04	23,37	31,65	42,40

Las siguientes expresiones pueden utilizarse para calcular e_s , e_{sh} y e_a , respectivamente:

$$e_s = A T_s^b \exp\left(\frac{-6801,27}{T_s}\right) \quad (4,4)$$

$$e_{sh} = A T_h^b \exp\left(\frac{-6801,27}{T_h}\right) \quad (4,5)$$

$$e_a = A T_d^b \exp\left(\frac{-6801,27}{T_d}\right) \quad (4,6)$$

donde: $A = 9,422 \times 10^{23}$ $b = -5,08$
 T_s , T_h y T_d en K

También estos valores pueden determinarse con la ecuación de **TETENS**

$$e_s = 6,11 \times 10^{\left(\frac{a T_s}{b + T_s}\right)} \quad (4,7)$$

$$e_{sh} = 6,11 \times 10^{\left(\frac{a T_h}{b + T_h}\right)} \quad (4,8)$$

$$e_a = 6,11 \times 10^{\left(\frac{a T_d}{b + T_d}\right)} \quad (4,9)$$

donde: $a = 7,5$ $b = 237,5$; si la evaporación es sobre superficie de agua
 $a = 9,5$ $b = 265,5$; Si la evaporación es sobre superficie de hielo

T_s , T_h y T_d Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) del bulbo seco, húmedo y de rocío, respectivamente.

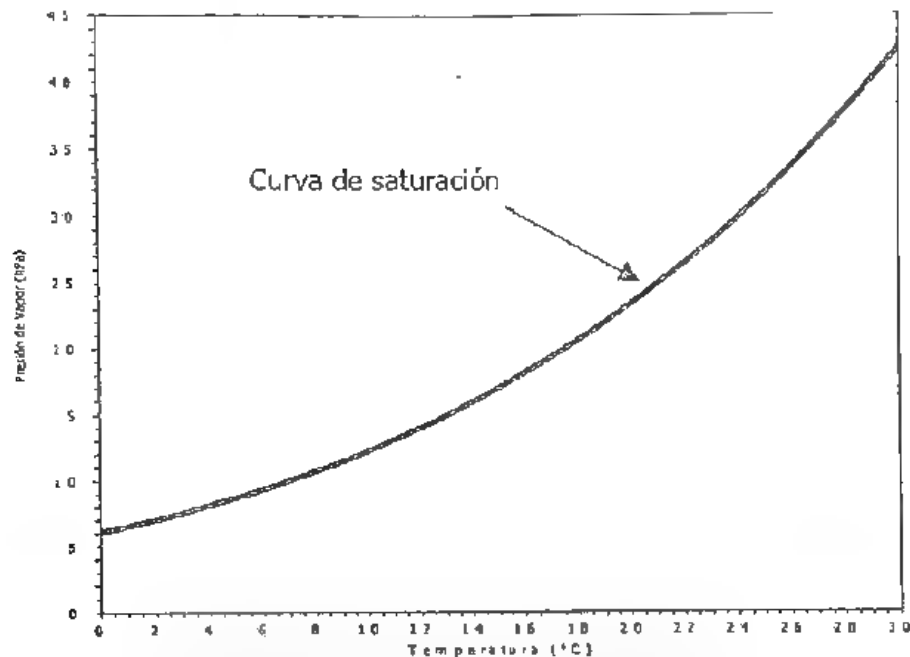


Figura. 4,2: Curva de saturación: la presión de vapor de saturación se puede graficar como una función de la temperatura

Cuando el aire contiene la máxima cantidad de vapor y la presión parcial ejercida por el vapor es la saturación se dice que el aire está saturado. En caso que contenga más vapor que el de su capacidad se dice que está sobre saturado. Pero generalmente un aumento de vapor por encima de su capacidad conlleva a la condensación (dando origen a las nubes o nieblas)

b) Humedad absoluta (ρ_v)

Se define como la densidad de vapor de agua o como la cantidad de masa de vapor de agua existente por unidad de volumen del aire atmosférico en un instante determinado. Una expresión de " ρ_v " se obtiene a partir de la ecuación de estado para vapor de agua como gas ideal.

$$e_a V = nRT = \frac{m}{M_v} RT$$

$$e_a = \frac{P_v R}{M_v T}$$

$$\rho_v = \frac{M_v}{R} \frac{e_a}{T}$$

$$\rho_v = 216,5 \frac{e_a}{T_s} \quad \frac{\text{gr}}{\text{m}^3} \quad (4,10)$$

M_v = peso molecular del vapor de agua = 18 g/mol

$R_d = 8,314 \times 10^{-7}$ ergios / mol K

donde: e_a = presión de vapor actual (hPa)
 T = Temperatura del aire o bulbo seco (K)

La ecuación (4,10) es la expresión de la humedad absoluta en g/m³.

c) Humedad específica (q)

Representa la cantidad de masa de vapor de agua (m_v) existente en la unidad de masa, (generalmente 1 kg) de aire atmosférico o aire húmedo(m). Una expresión de "q" se obtiene a partir de la relación de masas y de la ecuación de estado para un gas ideal.

$$q = \frac{m_v}{m} = \frac{\rho_v}{\rho} = \frac{\frac{M_v e_a}{RT}}{\frac{p - 0,3786 e_a}{R_d T}} = \frac{\frac{M_v e_a}{RT}}{\frac{(p - 0,3786 e) M_d}{RT}}$$

$$q = 622 \left(\frac{e_a}{p - 0,3786 e_a} \right) \quad \frac{g}{kg} \quad (4,11)$$

La ecuación (4,11) es la expresión de la humedad específica en g / kg; muy utilizada en meteorología sinóptica para identificar las masas de aire.

d) Relación de mezcla (r)

Se llama así a la cantidad de masa de vapor (m_v) de agua existente por unidad de masa (generalmente un kg) de aire seco (m_d).

$$r = \frac{m_v}{m_d} = \frac{\rho_v}{\rho_d} = \frac{\frac{M_v e_a}{RT}}{\frac{M_d (p - e_a)}{RT}}$$

$$r = 622 \frac{e_a}{p - e_a} \quad \frac{g}{kg} \quad (4,12)$$

En algunos casos prácticos: $r \approx q \approx 622 \frac{e_a}{p} \quad \frac{g}{kg} \quad (4,13)$

donde :

e_a = presión de vapor actual (hPa)
 p = presión atmosférica (hPa)

e) Déficit de Saturación (Δe)

Es la cantidad de vapor de agua que falta para que el aire se sature; su valor está dado por la expresión:

$$\Delta e = e_s - e_a \quad (4,14)$$

El Δe , tiene una variación espacial y temporal muy grande. Los procesos de evaporación y evapotranspiración están directamente relacionados con el déficit de saturación del ambiente. En zonas con alto déficit existe abundante evaporación y evapotranspiración, lo contrario ocurre en zonas con déficit de saturación pequeño. Esto indica la importancia del estudio y cuantificación del Δe ; sin embargo no existen ningún instrumento para su medida, por lo que se recurre a otro parámetro que tiene comportamiento opuesto al Δe , esto es la humedad relativa.

f) Humedad relativa (HR)

Es solo un indicador de grado de saturación instantáneo del aire atmosférico, y constituye la expresión porcentual instantánea del vapor de agua existente en el aire.

$$\begin{aligned} e_s & \dots\dots\dots 100 \% \\ e_a & \dots\dots\dots HR \end{aligned}$$

$$HR = \frac{e_a}{e_s} * 100 \quad (4,15)$$

Este parámetro al igual que el Δe , es ampliamente utilizado con fines de conocimiento de la pérdida de agua desde fuentes líquidas o superficies húmedas. En una atmósfera saturada ($HR = 100\%$), no existe transferencia de vapor por evaporación o evapotranspiración. El proceso de transferencia es mayor cuanto menor es el grado de saturación del aire atmosférico (menor HR).

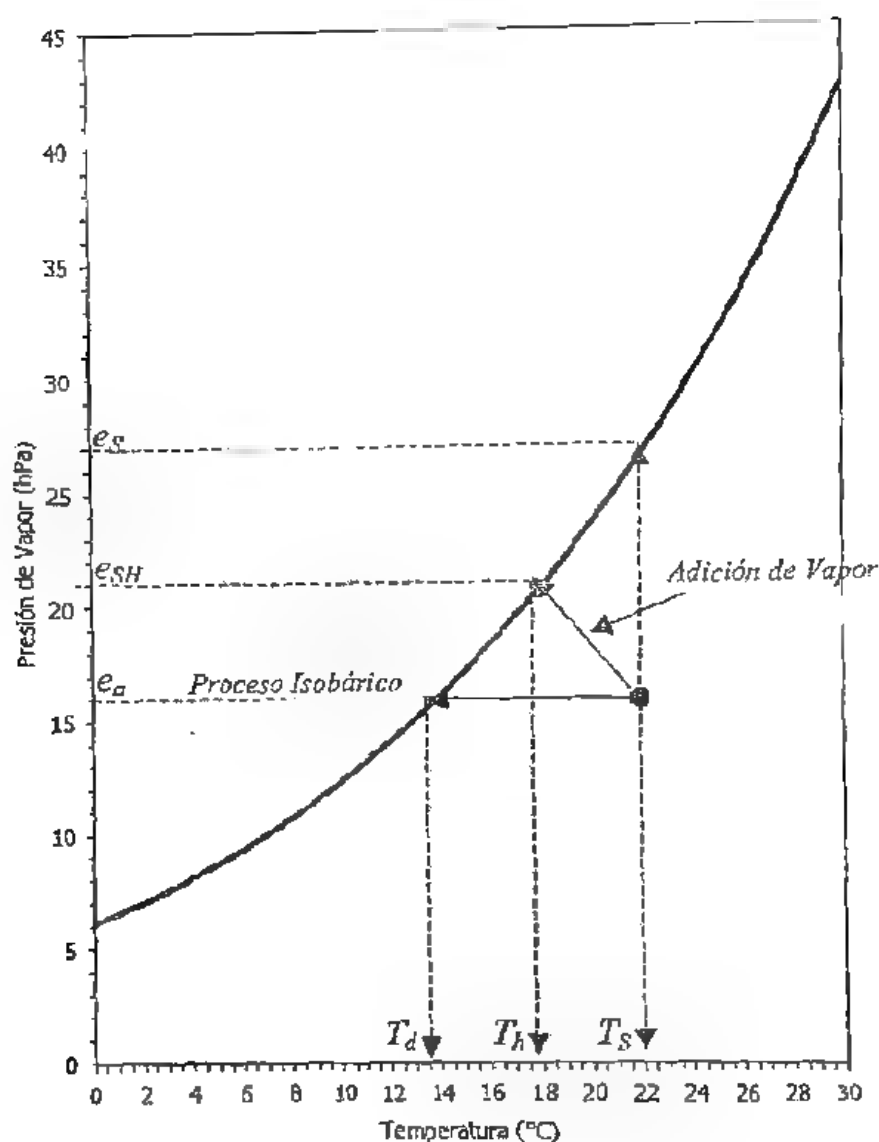
Por otro lado si comparamos dos localidades que tienen la misma humedad relativa, esto no significa que tengan la misma cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Por ejemplo si la humedad relativa en Lima y Huancayo en un momento determinado es 60 %, podemos decir que el aire es más húmedo en Lima que en Huancayo. De la misma forma también podemos afirmar que en La Molina el aire es más húmedo en verano que en invierno.

4.4 Proceso de saturación y temperatura del punto de rocío (T_d)

El proceso de enfriamiento del ambiente por irradiación puede considerarse como proceso isobárico (proceso a presión constante). Si en este proceso se consigue saturar el aire la temperatura a la cual ocurre ésta se denomina temperatura de rocío (T_d).

En la atmósfera generalmente se da un proceso mixto o compuesto que consiste en enfriamiento del ambiente y adición del vapor de agua, si en este proceso se consigue llegar a la saturación ambiental, la temperatura a la cual ocurre esta saturación será la misma que marca la temperatura del bulbo húmedo del Psicrómetro (T_h).

Figura 4,3: Proceso de saturación del aire



4.5 Distribución espacial del vapor de agua

En forma general existe mayor concentración de vapor de agua en zonas ecuatoriales que en latitudes subtropicales y polares. De manera similar en capas de aire próximo a la superficie se encuentran la mayor concentración que a grandes alturas, lo que implica que en localidades situadas próximas a nivel del mar tienen mayor concentración de vapor de agua que en localidades ubicadas a grandes alturas (por ejemplo la sierra)

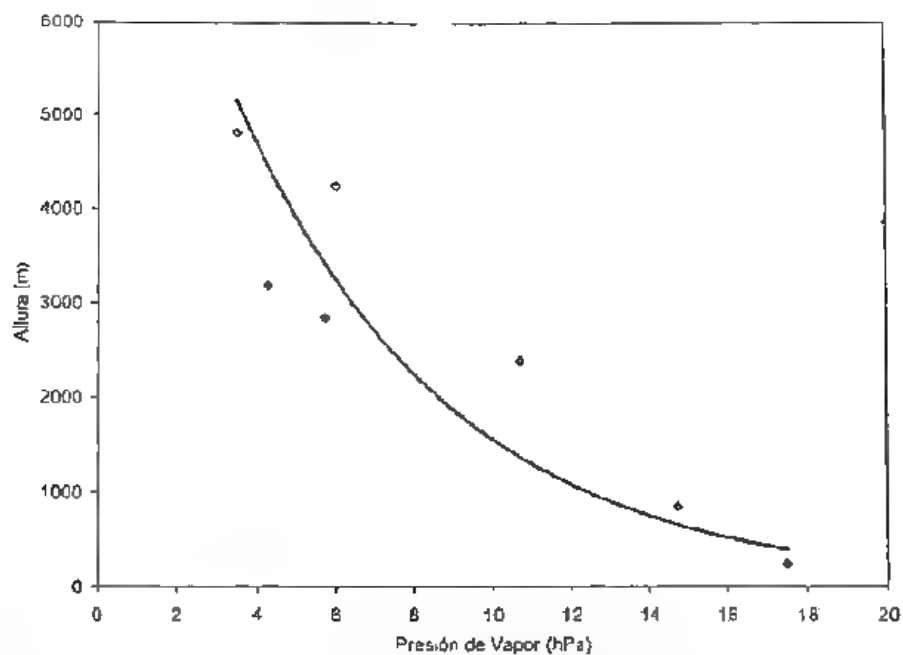


Figura. 4,4: Variación vertical promedio de la presión de vapor (e_a) entre Lima y Tíclio

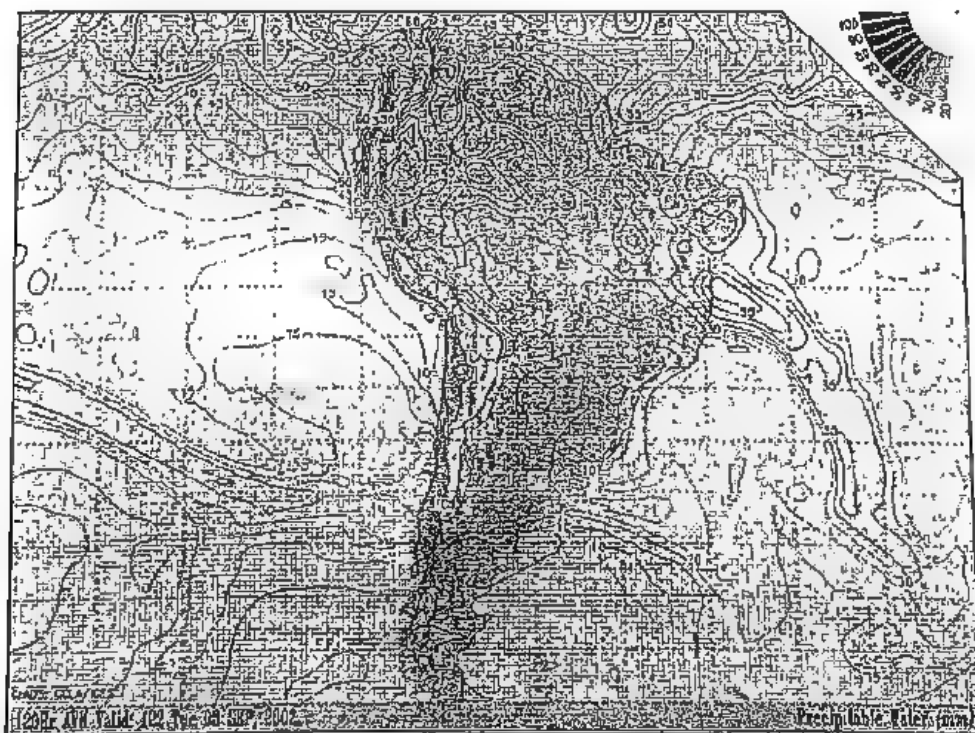


Figura. 4,5: Variación del agua precipitable (mm) en sudamérica

Cuadro 4,2: Tabla Psicrométrica para Temperaturas negativas. Presión de vapor de saturación en hPa

T(°C)	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	6.110	6.066	6.022	5.978	5.935	5.891	5.849	5.806	5.764	5.722
-1	5.680	5.638	5.597	5.556	5.515	5.475	5.435	5.395	5.355	5.316
-2	5.277	5.238	5.199	5.161	5.122	5.085	5.047	5.010	4.972	4.935
-3	4.899	4.862	4.826	4.790	4.755	4.719	4.684	4.649	4.614	4.580
-4	4.545	4.511	4.477	4.444	4.410	4.377	4.344	4.311	4.279	4.247
-5	4.215	4.183	4.151	4.120	4.088	4.057	4.027	3.996	3.966	3.935
-6	3.905	3.876	3.846	3.817	3.787	3.758	3.730	3.701	3.673	3.644
-7	3.616	3.589	3.561	3.533	3.506	3.479	3.452	3.426	3.399	3.373
-8	3.347	3.321	3.295	3.269	3.244	3.219	3.193	3.169	3.144	3.119
-9	3.095	3.071	3.047	3.023	2.999	2.975	2.952	2.929	2.906	2.883
-10	2.860	2.837	2.815	2.793	2.771	2.749	2.727	2.705	2.684	2.662
-11	2.641	2.620	2.599	2.579	2.558	2.537	2.517	2.497	2.477	2.457
-12	2.437	2.418	2.398	2.379	2.360	2.341	2.322	2.303	2.285	2.266
-13	2.248	2.229	2.211	2.193	2.176	2.158	2.140	2.123	2.106	2.088
-14	2.071	2.054	2.038	2.021	2.004	1.988	1.971	1.955	1.939	1.923
-15	1.907	1.892	1.876	1.860	1.845	1.830	1.815	1.800	1.785	1.770
-16	1.755	1.740	1.726	1.711	1.697	1.683	1.669	1.655	1.641	1.627
-17	1.614	1.600	1.587	1.573	1.560	1.547	1.534	1.521	1.508	1.495
-18	1.483	1.470	1.457	1.445	1.433	1.421	1.409	1.397	1.385	1.373
-19	1.361	1.349	1.338	1.326	1.315	1.304	1.292	1.281	1.270	1.259
-20	1.248	1.238	1.227	1.216	1.206	1.195	1.185	1.175	1.165	1.154
-21	1.144	1.134	1.124	1.115	1.105	1.095	1.086	1.076	1.067	1.057
-22	1.048	1.039	1.030	1.021	1.012	1.003	0.994	0.985	0.976	0.968
-23	0.959	0.951	0.942	0.934	0.925	0.917	0.909	0.901	0.893	0.885
-24	0.877	0.869	0.861	0.854	0.846	0.838	0.831	0.823	0.816	0.808
-25	0.801	0.794	0.787	0.780	0.772	0.765	0.758	0.752	0.745	0.738
-26	0.731	0.725	0.718	0.711	0.705	0.698	0.692	0.686	0.679	0.673
-27	0.667	0.661	0.655	0.649	0.643	0.637	0.631	0.625	0.619	0.613
-28	0.608	0.602	0.596	0.591	0.585	0.580	0.574	0.569	0.564	0.558
-29	0.553	0.548	0.543	0.538	0.533	0.528	0.523	0.518	0.513	0.508
-30	0.503	0.498	0.494	0.489	0.484	0.480	0.475	0.471	0.466	0.462
-31	0.457	0.453	0.449	0.444	0.440	0.436	0.432	0.427	0.423	0.419
-32	0.415	0.411	0.407	0.403	0.399	0.395	0.392	0.388	0.384	0.380
-33	0.377	0.373	0.369	0.366	0.362	0.358	0.355	0.351	0.348	0.345
-34	0.341	0.338	0.334	0.331	0.328	0.325	0.321	0.318	0.315	0.312
-35	0.309	0.306	0.303	0.300	0.297	0.294	0.291	0.288	0.285	0.282
-36	0.279	0.277	0.274	0.271	0.268	0.266	0.263	0.260	0.258	0.255
-37	0.262	0.250	0.247	0.245	0.242	0.240	0.237	0.235	0.232	0.230
-38	0.228	0.225	0.223	0.221	0.219	0.216	0.214	0.212	0.210	0.207
-39	0.205	0.203	0.201	0.199	0.197	0.195	0.193	0.191	0.189	0.187
-40	0.185	0.183	0.181	0.179	0.177	0.175	0.174	0.172	0.170	0.168
-41	0.166	0.165	0.163	0.161	0.159	0.158	0.156	0.154	0.153	0.151
-42	0.150	0.148	0.146	0.145	0.143	0.142	0.140	0.139	0.137	0.136
-43	0.134	0.133	0.131	0.130	0.129	0.127	0.126	0.124	0.123	0.122
-44	0.120	0.119	0.118	0.116	0.115	0.114	0.113	0.111	0.110	0.109
-45	0.108	0.107	0.105	0.104	0.103	0.102	0.101	0.100	0.099	0.098
-46	0.096	0.095	0.094	0.093	0.092	0.091	0.090	0.089	0.088	0.087
-47	0.086	0.085	0.084	0.083	0.082	0.081	0.081	0.080	0.079	0.078
-48	0.077	0.076	0.075	0.074	0.074	0.073	0.072	0.071	0.070	0.069
-49	0.069	0.068	0.067	0.066	0.066	0.065	0.064	0.063	0.063	0.062
-50	0.061	0.060	0.060	0.059	0.058	0.058	0.057	0.056	0.056	0.055

Cuadro 4,3: Tabla Psicrométrica para Temperaturas positivas. Presión de vapor de saturación en hPa

T(°C)	0	01	02	03	04	05	06	07	08	09
0	6.110	6.155	6.199	6.245	6.290	6.336	6.382	6.428	6.475	6.522
1	6.569	6.616	6.664	6.712	6.761	6.809	6.859	6.908	6.958	7.008
2	7.058	7.108	7.159	7.211	7.262	7.314	7.366	7.419	7.472	7.525
3	7.579	7.633	7.687	7.741	7.796	7.852	7.907	7.963	8.020	8.076
4	8.133	8.191	8.248	8.306	8.365	8.424	8.483	8.542	8.602	8.663
5	8.723	8.784	8.846	8.908	8.970	9.032	9.095	9.158	9.222	9.286
6	9.351	9.416	9.481	9.547	9.613	9.679	9.746	9.813	9.881	9.949
7	10.018	10.087	10.156	10.226	10.296	10.367	10.438	10.509	10.581	10.653
8	10.726	10.799	10.873	10.947	11.022	11.097	11.172	11.248	11.324	11.401
9	11.478	11.556	11.634	11.713	11.792	11.871	11.951	12.032	12.113	12.194
10	12.276	12.359	12.442	12.525	12.609	12.694	12.778	12.864	12.950	13.036
11	13.123	13.210	13.298	13.387	13.476	13.565	13.655	13.746	13.837	13.928
12	14.020	14.113	14.206	14.300	14.394	14.489	14.584	14.680	14.777	14.874
13	14.971	15.070	15.168	15.268	15.367	15.468	15.569	15.670	15.772	15.875
14	16.979	16.082	16.187	16.292	16.398	16.504	16.611	16.718	16.826	16.935
15	17.045	17.155	17.265	17.376	17.488	17.601	17.714	17.827	17.942	18.057
16	18.172	18.289	18.406	18.523	18.642	18.761	18.880	19.000	19.121	19.243
17	19.366	19.488	19.612	19.736	19.861	19.987	20.113	20.241	20.368	20.497
18	20.626	20.756	20.887	21.018	21.150	21.283	21.417	21.551	21.686	21.822
19	21.958	22.095	22.233	22.372	22.512	22.652	22.793	22.935	23.077	23.221
20	23.365	23.510	23.656	23.802	23.949	24.097	24.246	24.396	24.547	24.698
21	24.850	25.003	25.157	25.311	25.467	25.623	25.780	25.938	26.097	26.256
22	26.417	26.578	26.740	26.903	27.067	27.232	27.398	27.564	27.732	27.900
23	28.069	28.239	28.410	28.582	28.755	28.929	29.103	29.279	29.455	29.633
24	29.811	29.990	30.171	30.352	30.534	30.717	30.901	31.086	31.272	31.459
25	31.647	31.835	32.025	32.216	32.408	32.601	32.795	32.989	33.185	33.382
26	33.580	33.779	33.979	34.180	34.382	34.585	34.789	34.994	35.200	35.407
27	35.615	35.825	36.035	36.247	36.459	36.673	36.887	37.103	37.320	37.538
28	37.757	37.978	38.199	38.421	38.645	38.870	39.096	39.323	39.551	39.780
29	40.011	40.242	40.475	40.709	40.944	41.181	41.418	41.657	41.897	42.138
30	42.380	42.624	42.868	43.114	43.362	43.610	43.860	44.111	44.363	44.616
31	44.871	45.127	45.384	45.642	45.902	46.163	46.425	46.689	46.954	47.220
32	47.487	47.756	48.026	48.298	48.571	48.845	49.120	49.397	49.675	49.955
33	50.236	50.518	50.802	51.087	51.373	51.661	51.950	52.241	52.533	52.826
34	53.121	53.417	53.715	54.014	54.315	54.617	54.921	55.226	55.532	55.840
35	56.149	56.460	56.773	57.088	57.402	57.719	58.037	58.357	58.678	59.001
36	59.326	59.652	59.980	60.309	60.639	60.972	61.306	61.641	61.978	62.317
37	62.657	62.999	63.342	63.688	64.034	64.383	64.733	65.084	65.438	65.792
38	66.149	66.507	66.867	67.229	67.592	67.957	68.324	68.693	69.063	69.435
39	69.808	70.184	70.561	70.940	71.320	71.703	72.087	72.473	72.861	73.250
40	73.641	74.035	74.430	74.826	75.225	75.625	76.028	76.432	76.838	77.245
41	77.655	78.067	78.480	78.896	79.313	79.732	80.153	80.576	81.001	81.428
42	81.857	82.287	82.720	83.155	83.591	84.030	84.471	84.913	85.358	85.804
43	86.253	86.704	87.156	87.611	88.068	88.526	88.987	89.450	89.915	90.382
44	90.852	91.323	91.796	92.272	92.749	93.229	93.711	94.195	94.681	95.170
45	95.660	96.153	96.648	97.145	97.644	98.146	98.650	99.155	99.664	100.174
46	100.687	101.202	101.719	102.238	102.760	103.284	103.811	104.339	104.870	105.404
47	105.939	106.477	107.018	107.560	108.105	108.653	109.203	109.755	110.310	110.867
48	111.426	111.988	112.552	113.119	113.688	114.260	114.834	115.411	115.990	116.572
49	117.156	117.742	118.332	118.923	119.518	120.114	120.714	121.316	121.920	122.527
50	123.137	123.749	124.364	124.982	125.602	126.225	126.850	127.479	128.109	128.743

4.6 EVAPORACIÓN Y EVAPOTRANSPIRACIÓN

EVAPORACIÓN

Proceso físico por el cual el agua pasa al estado de vapor desde superficies libres de agua tales como: reservorios, lagos, represas, canales de conducción, mares, océanos, campos de cultivo, superficies húmedas, etc.

Factores que afectan la evaporación

Se pueden agrupar en dos:

- Factor energético o fuente de energía.** Es el que provee la energía necesaria para que ocurra el cambio de estado y básicamente en la superficie terrestre está dado por el Balance de Radiación (R_n)
- Factor fuerza impulsora.** Es el que va determinar que el vapor de agua se transfiera con mayor o menor rapidez desde la superficie evaporante hacia la atmósfera. Está dado por el gradiente vertical de la humedad atmosférica $\left(\frac{\partial e_a}{\partial z}\right)$, el cual a su vez está afectado por:
 - **Viento**, que se encarga del transporte horizontal del vapor de agua desde la fuente a otros lugares.
 - **La temperatura del aire**, que es lo que nos da a conocer la presión de vapor de saturación (e_s) o sea la máxima cantidad de vapor de agua que puede contener la atmósfera.
 - **El gradiente vertical de temperatura del aire** $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$, el cual es un indicador del transporte vertical del vapor de agua. Si el aire es inestable se intensifica la transferencia vertical de vapor desde las superficies evaporantes. Si el aire es estable se minimiza la transferencia vertical de vapor.
 - **La temperatura de la superficie evaporante**, que es consecuencia del balance de radiación, pero que afecta sobre todo al desprendimiento de las moléculas de vapor de agua.

CUANTIFICACIÓN DE LA EVAPORACIÓN

La cuantificación de la evaporación se hace midiendo con instrumentos llamados evaporímetros y realizando estimaciones por métodos climatológicos.

a) Evaporímetros.- Son instrumentos que permiten obtener la evaporación, en un intervalo de tiempo determinado.

Se tienen:

- Tanque de 20 m², que mide la evaporación real (3m de profundidad)
- Tanque Clase "A" (1,2 m de diámetro y 25 cm de altitud)
- Evaporímetro Piché, etc.

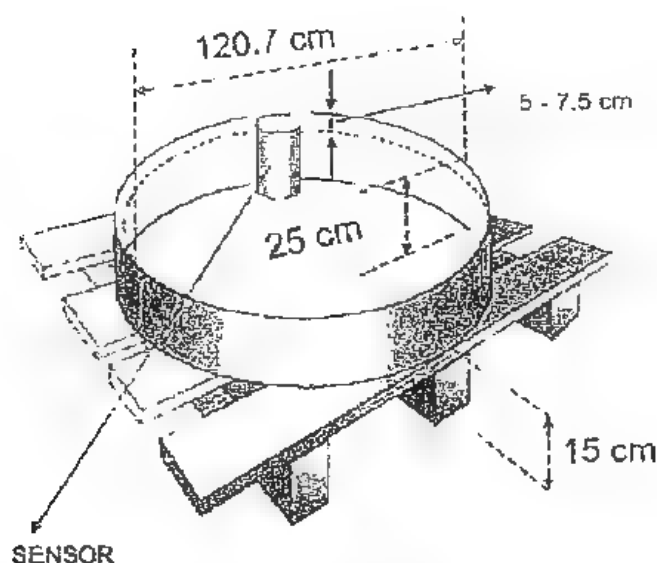


Fig. 4,6 Tanque de evaporación tipo pan "A"

b) Métodos Climatológicos

Existen muchos métodos para estimar la evaporación, pero el más utilizado por su buena base física que explica los factores para el proceso de evaporación es el método de Penman que involucra el factor energético y el factor fuerza impulsora. Esto está resumido en la siguiente ecuación:

$$E_v = \frac{\frac{\Delta R_n}{\gamma} + E_a}{\Delta + \gamma} \quad (4,16)$$

donde:

- E_v : es la evaporación en mm/día
- R_n : es el factor energético (balance de radiación) en mm/día
- E_a : es el factor fuerza impulsora (término aerodinámico) en mm/día
- Δ : es la pendiente de la curva de saturación en hPa/°C
- γ : es la constante psicrométrica en hPa/°C

EVAPOTRANSPIRACIÓN

Se llama así a la transferencia de agua hacia la atmósfera por el conjunto de procesos de evaporación desde cualquier superficie evaporante (suelos húmedos, superficies de agua, etc.) y transpiración de las plantas (bosques, praderas, campos de cultivo, etc.) que existe en dicho medio.

Se distinguen dos tipos: la evapotranspiración real (E) y la evapotranspiración potencial (E_0)

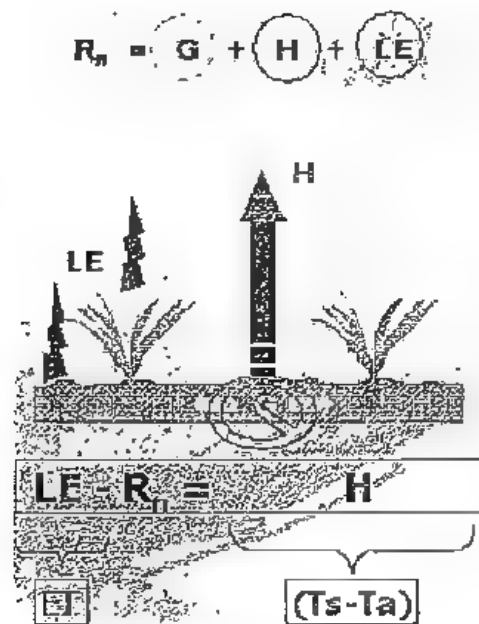


Fig. 4,7 Representación gráfica del balance de energía y evapotranspiración

EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL (E)

Es la evapotranspiración que realmente ocurre en superficies húmedas con vegetación en el que se incluye la evaporación de suelos húmedos y transpiración a través de las plantas; o sea es el proceso que ocurre en condiciones naturales y reales.

Los factores que controlan la evapotranspiración real son:

- Disponibilidad de humedad
- Estado de desarrollo (crecimiento) y cobertura de vegetación
- Naturaleza y tipo de suelo
- Elementos climáticos
 - Radiación neta (R_n)
 - Vento
 - Gradiente vertical de humedad
 - Temperatura del aire
 - Temperatura de la superficie evaporante

Cuantificación de la Evapotranspiración Real

La evapotranspiración se puede medir y se pueden estimar. En cuanto a las mediciones se pueden obtener en forma directa e indirecta. En forma directa se miden con los lisímetros y evapotranspirómetros y en forma indirecta, cuantificando la humedad del suelo por el método gravimétrico o por método de la sonda de neutrones.

Los **lisímetros** son dispositivos formados por tanques de 4 m² de área y una profundidad de entre 1 a 1,2 m. Nos permiten cuantificar la **evapotranspiración real (E)** de un cultivo en la fase de desarrollo en que se encuentra y bajo las condiciones de humedad del suelo en el momento de la medición; pero si la disponibilidad de agua no es un factor limitante,

Este diagrama ilustra un sistema de riego por gravedad con un mecanismo de control de nivel freático. El sistema incluye:

- TANQUE ALIMENTADO:** El reservorio superior que proporciona el agua al sistema.
- SISTEMA DE VERIFICACIÓN DEL N.F. (S.V.N.F.):** Una estructura que incluye un tubo vertical para medir el nivel freático.
- SISTEMA DE LECTURA (S.L.):** Un componente que interactúa con el sistema de verificación.
- T.C.N.F. (Tubo de Control del Nivel Freático):** Un tubo que conecta el sistema de lectura con el nivel freático.
- T.C.N.F. TANQUE CONTROLADOR DEL NIVEL FREÁTICO:** Un tanque que actúa como controlador del nivel freático.
- T. CULTIVO:** El terreno donde se encuentran las plantas que se riegan.
- NIVEL FREÁTICO (N.F.):** La línea que indica el nivel del agua subterránea.

R_n : Radiación neta
G : Flujo de calor para calentar el suelo
H : Flujo de calor para calentar el aire
L : Calor latente de vaporización
 β : Relación de Bowen = $\frac{H}{LE}$

$$\beta = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2}$$

γ : Constante psicrométrica

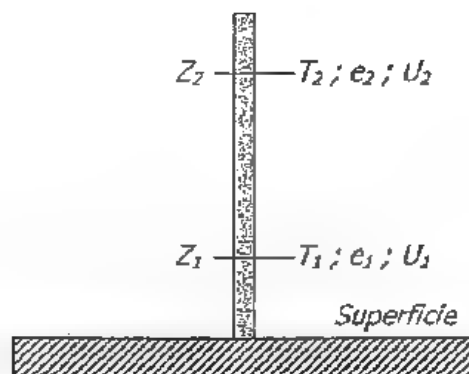


Fig. 4,10 Disposición de equipos para el uso de las ecuaciones (4,17) y (4,18)

b) Método aerodinámico

Al igual que el método anterior, éste también involucra el predominio del transporte vertical turbulento del vapor de agua. La ecuación que permite estimar la evapotranspiración real para cultivos de porte bajo es:

$$E = \frac{0,622 \rho k^2 (e_1 - e_2) (U_1 - U_2)}{P \left[\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) \right]^2} \quad (4,18)$$

donde:

- E : Evapotranspiración (g/s.cm²)
- ρ : densidad del aire seco (g/cm³)
- k : constante de Von Karman (0,4)
- Z₁ y Z₂ : alturas de observaciones
- U₁ y U₂ : Velocidades del viento en Z₁ y Z₂
- e₁ y e₂ : humedad atmosférica (presión de vapor) en Z₁ y Z₂
- P : Presión atmosférica (hPa)

EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (E₀)

Representa la evapotranspiración que ocurriría desde una superficie muy extensa, completamente húmeda y cubierta de plantas en un mismo estado de desarrollo. También es llamada la evapotranspiración de referencia, siendo el cultivo de referencia alfalfa o césped. En este caso hay suministro continuo de agua.

En consecuencia la evapotranspiración potencial constituye la **máxima cantidad de agua que puede pasar a la atmósfera** desde la superficie completamente húmeda y cubierta con el cultivo de referencia.

Los factores que controlan son los elementos climáticos:

- Radiación neta $^+$ (factor principal)
- Viento
- Déficit de saturación

Cuantificación de la Evapotranspiración Potencial (E_0)

Los **evapotranspirómetros**, son dispositivos similares a los isímetros con la diferencia de que en este caso el cultivo es el de referencia (césped o alfalfa) y hay un suministro continuo de agua. Nos permite cuantificar la **evapotranspiración potencial (E_0)**. O la evapotranspiración de referencia.

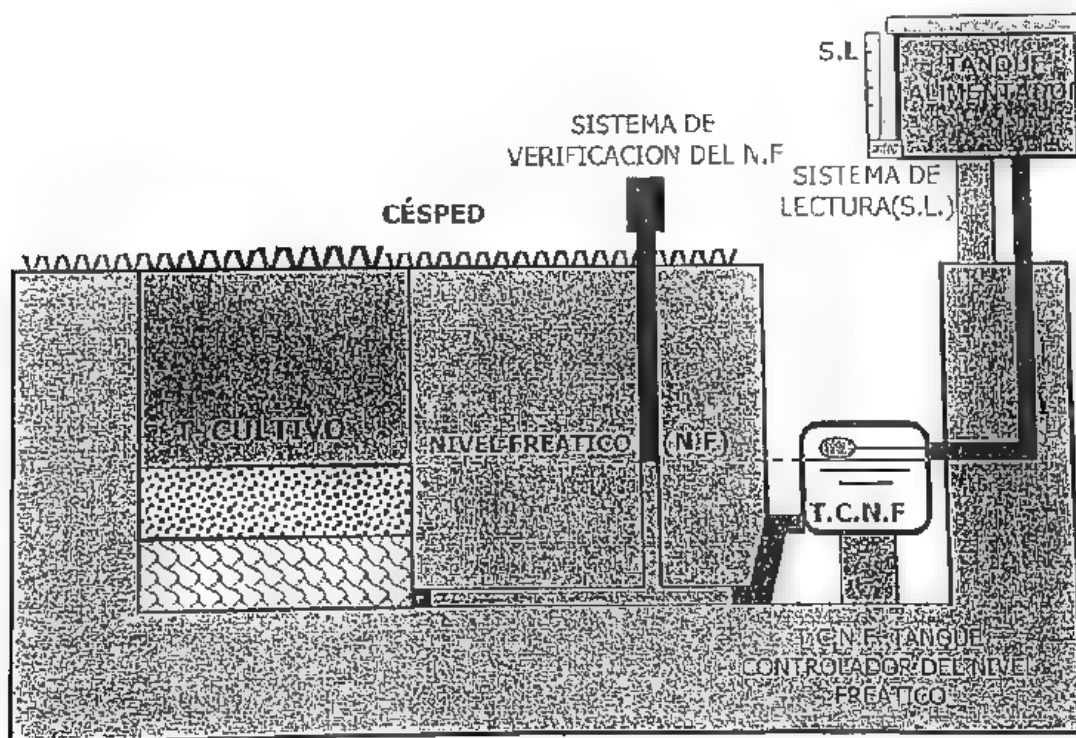


Fig. 4,9 Esquema de evapotranspirómetro

La **sonda de neutrones** llamado también como **método de moderación de neutrones**. Es un aparato que emite neutrones de movimiento rápido los cuales chocan contra los núcleos de hidrógeno y desvían su trayectoria. Algunos de los neutrones desviados alcanzan a un detector situado en la misma sonda. La posibilidad de que los neutrones desviados alcancen la sonda es proporcional a la cantidad de hidrógeno presente en el suelo. Dado que el agua es la principal fuente de hidrógeno en el suelo, se puede tomar como medida de la humedad del suelo la frecuencia con que los neutrones alcanzan al receptor. La sonda de neutrones se introduce en el suelo a la profundidad deseada, leyéndose el porcentaje de humedad en una tabla de conversión. El método es muy rápido, pero el aparato es caro y puede haber peligro de radiación.

El método gravimétrico, permite determinar la humedad del suelo tomando muestras a diferentes profundidades, en un cierto intervalo de tiempo; luego por la diferencia entre dos medidas se puede determinar la evapotranspiración.

Estimación de la Evapotranspiración Potencial (E_0)

Para estimar la Evapotranspiración potencial se han desarrollado muchas ecuaciones, desde las más simples que usan entre sus variables de entrada solamente una variable climática (temperatura, humedad, etc.) , hasta los más complejos que usan combinaciones de las variables climáticas. Los más comunes son:

a) Penman Modificado (FAO)

$$E_0 = \frac{\frac{P_0}{P} \frac{\Delta}{\gamma} R_n + 0,26 (e_s - e_a) (0,50 + 0,54 U)}{\frac{P_0}{P} \frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad (4,19)$$

donde:

E_0	:	Evapotranspiración potencial (mm/día)
P_0	:	Presión atmosférica a nivel del mar (hPa)
P	:	Presión atmosférica a nivel de estación (hPa)
Δ	:	Pendiente de la curva de saturación (hPa/°C)
γ	:	Constante Psicrométrica (0,66 hPa/°C)
R_n	:	Radiación neta (mm/día)
e_s	:	Presión de vapor de saturación (hPa)
e_a	:	Presión de vapor actual (hPa)
U	:	velocidad del viento a 2 metros de altura (m/s)

b) Penman para las condiciones del Perú (García, J. 1984)

$$E_0 = \frac{\frac{m e_s}{P T^2} R_n + E_a}{\frac{m e_s}{P T^2} + 1} \quad (4,20)$$

donde:

E_0	:	Evapotranspiración potencial (mm/día)
m	:	$8,03 \times 10^6 \text{ K}^2$
e_s	:	Presión de vapor de saturación (hPa)
P	:	Presión atmosférica del lugar (hPa)
		$P = 1014,78 e^{-1,17 \times 10^{-4} Z}$
\bar{T}	:	Temperatura del aire (K)
R_n	:	Radiación neta (mm/día)
		$R_n = R_{nec} + R_{net}$
		Estas son estimadas con las ecuaciones (3,13) y (3,18)

e) Método de Hargreaves

$$E_0 = 0,34 Q_s (0,4 + 0,024 T) \left[1,35 \left(1 - \frac{HR}{100} \right)^2 \right] (1 + 4 \times 10^{-5} Z) \quad (4,26)$$

donde:

- E_0 : Evapotranspiración potencial (mm/día)
 Q_s : Radiación solar en el tope de la atmósfera (mm/día)
 T : Temperatura media del aire (°C)
 HR : Humedad relativa (%)
 Z : Altitud del lugar (m)

f) Método de Holdridge

$$E_0 = K T_B \quad (4,27)$$

Donde:

- E_0 : Evapotranspiración potencial (mm/año o mm/mes)
 K : Constante que depende del período unitario de tiempo

- Para un año : $K = 58,93$
 Para 31 días : $K = 5,00$
 Para 30 días : $K = 4,84$
 Para 28 días : $K = 4,52$

- T_B : Biotemperatura media

Para un año $T_B = \sum \frac{T_h}{n_h}$

- T_h : Temperaturas horarias $0 \leq T_h \leq 30^\circ \text{C}$

Para un mes $T_B = T_m - \left[\frac{\phi}{100} (T_m - 24) \right]$

- T_m : Temperatura media mensual (°C)
 ϕ : Latitud (°)

4.7 CICLO HIDROLÓGICO

En la atmósfera, con la ayuda del aire y del Sol, el vapor de agua se convierte en humedad, niebla, neblina, rocío, escarcha y nubes. Y como nieve sobre las montañas, o como lluvia o granizo en los valles, se escurre en la tierra, donde la recogen los ríos; y de los ríos va al mar. El mar retiene la sal del agua (que recogió del suelo, la tierra y las rocas que se encontraban en los lugares por donde pasa el río) y la envía a la atmósfera, pura y evaporada. De la atmósfera, el agua cae como lluvia y baja sobre los prados y los campos, nutre las cosechas y la fruta, y corre por los troncos y ramas de las plantas y árboles, llenándolos de flores. Al encontrar grietas en las rocas y el suelo, el agua penetra hacia adentro de la tierra, formando los ríos subterráneos que llenan los pozos; a veces sale en pequeñas cascadas o manantiales. A todo este proceso se le llama El Ciclo Hidrológico O Ciclo del Agua, y gracias a él, probablemente tú volverás a beber esta misma agua cien veces durante toda tu vida

En suma es un proceso físico a través del cual el agua pasa por sus tres estados: líquido, vapor, líquido y/o sólido; o sea se llama así al conjunto de procesos físicos de evaporación, enfriamiento, condensación y precipitación.



Fig. 4,11 Representación gráfica del ciclo hidrológico

4.8- BALANCE HÍDRICO

Es un principio físico de conservación de masa en el cual se evalúa la entrada y salida de agua a (de) un sistema, con la finalidad de poder conocer la disponibilidad de agua (g). El sistema puede ser una represa, columna de suelo, praderas o un campo de cultivo. El aporte de agua al sistema puede estar constituido por escorrentía de ingreso (f_i), rocío (D), precipitación y aplicación de riego; en tanto que la salida de agua del sistema puede ocurrir por escorrentía de salida (f_o), infiltración y evapotranspiración.

Deducción de la ecuación del Balance Hídrico

La variación neta (Δg) del contenido de agua en la columna o sistema, está dado por la suma de la cantidad de agua que está ganando por precipitación (p), por condensación o rocío (D) y por el flujo horizontal de escorrentía (f_i) hacia la columna, menos la cantidad de agua que está perdiendo dicha columna por evaporación o evapotranspiración (E) y por escorrentía (f_o).

$$\Delta g = p + D + f_i - E - f_o \quad (4,28)$$

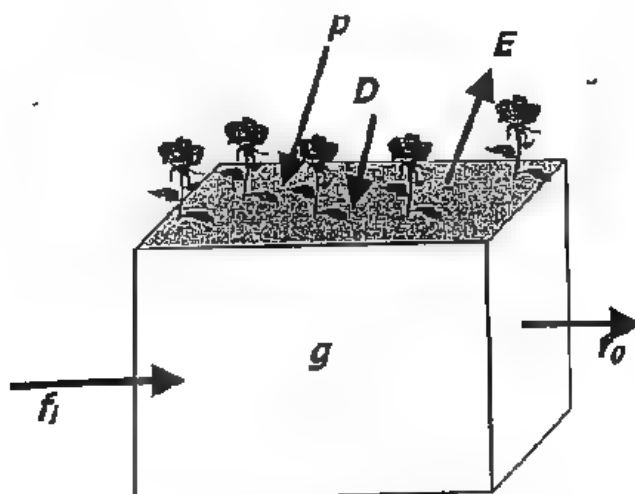


Fig. 4,12 Representación gráfica del Balance Hídrico

En cuanto al **balance hídrico climático** no existe entrada de agua por riego, pero si puede existir escorrentía de salida por los excesos de agua que se tendría en la columna. En este caso se va desarrollar la metodología para la evaluación del **balance hídrico climático**.

Terminologías utilizadas en el balance hídrico climático

- Precipitación (p), evapotranspiración real (E), evapotranspiración potencial (E_0)
- Reserva inicial de agua (g_0) y reserva de agua máxima (g_{cc})
- Variación de la reserva (Δg), que puede ser recarga ($\Delta g +$) y utilización ($\Delta g -$)
- Excedente de agua (S) y escorrentía(Δf)
- Déficit de agua (D)

Proceso de contabilización del balance hídrico climático ($\pm \Delta g_{máx} = g_{cc}$)

Para iniciar el proceso de contabilización del balance hídrico climático se debe contar en primer lugar con datos de precipitación total mensual y evapotranspiración potencial medida o estimada con cualquiera de los métodos desarrollados anteriormente. Un ejemplo se muestra en el siguiente cuadro.

Cuadro 4,4 Datos climáticos de precipitación y evapotranspiración para la estación de Pucallpa

Mes	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P	156.7	182.2	228.5	167.8	93.8	64.9	49.1	63.7	115.0	210.7	197.4	170.5
E_0	132.4	112.7	125.1	112.1	109.9	100.3	114.3	130.8	134.7	134.8	129.7	127.0

P : Precipitación (mm/mes)

E_0 : Evapotranspiración potencial (mm/mes) estimada con el método de Penman para las condiciones del Perú

Así mismo es muy importante tener en cuenta que la recarga de humedad ocurriría sólo hasta su capacidad máxima del sistema, que en este caso es la columna de suelo. O sea ocurrirá recarga hasta alcanzar la capacidad de campo (g_{cc}); y de manera similar en el proceso de utilización la máxima cantidad de agua que el suelo perderá será igual a la capacidad de campo. Antes de iniciar el proceso de contabilización se debe adoptar el valor de la capacidad de campo (g_{cc}) y determinar la reserva inicial de humedad del suelo (g_0)

Cálculo de la reserva inicial de agua (g_0)

Para determinar la reserva inicial, la primera operación que se realiza es la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial ($p - E_0$), donde se tendrán meses con valores positivos y meses con valores negativos. El valor de la reserva inicial está dado por la sumatoria de los valores positivos de dicha diferencia. Pero si la sumatoria supera al valor de la capacidad de campo, entonces la reserva inicial es la igual a la capacidad de campo.

Matemáticamente es:

$$g_0 = \sum (p_i - E_{0i}) > 0 \quad (4,29)$$

$$\text{Si } \sum (p_i - E_{0i}) > g_{cc} \quad \Rightarrow \quad g_0 = g_{cc}$$

El método a emplear en el desarrollo del balance hídrico considera dos situaciones bien definidas que son: $p < E_0$ y $p > E_0$

I) Situaciones donde $p < E_0$

El proceso de contabilización se inicia a partir de mes en el cual la precipitación es menor que la evapotranspiración potencial en forma continua, tomando en cuenta que la reserva inicial (g_0) determinado previamente, corresponde al mes anterior, siendo los cálculos los siguientes parámetros:

- a) **Utilización (Δg_i)**, que en realidad constituye la variación negativa de la reserva, el cual se cuantifica con la siguiente expresión:

$$\Delta g_i = \frac{g_{i-1}}{g_{cc}} (p_i - E_{0i}) \quad (a) \quad (4,30)$$

$$\Delta g_i = C (p_i - E_{0i}) \quad (b)$$

(a) Es utilizada en el método de Palmer - Penman, donde $g_{i-1} = g_0$

(b) Es usado en el método de Thornthwaite, donde $C = 0,94$

- b) **Reserva (g_i)**, el cual se evalúa teniendo en cuenta la reserva del mes anterior y la variación de la reserva.

$$g_i = g_{i-1} + \Delta g_i \quad (4,31)$$

Se debe tener en cuenta que la humedad mínima que puede tener el suelo es cero (0), esto quiere decir que no habrían reservas negativas.

- c) **Evapotranspiración real o actual (E_i)**, el cual está dado por la suma de la precipitación de ese mes y el valor absoluto de la utilización de la humedad del suelo.

$$E_i = p_i + \Delta g_i \quad (4,32)$$

- d) **Déficit de saturación (D_i)**, que es la diferencia entre la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración real del mes en consideración.

$$D_i = E_{0i} - E_i \quad (4,33)$$

Así mismo para estas condiciones ($p < E_0$), no existe excedente ($S = 0$)

II) Situaciones donde $p > E_0$

Ocorre la recarga de humedad del suelo (Δg) y puede ocurrir excedente (S) y esorrentía (Δf). En estas situaciones no habrá deficiencia ($D = 0$). El procedimiento para determinar los términos del balance hídrico es el siguiente:

- a) **Recarga (Δg)**, el cual se obtiene con la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración potencial del mes en consideración, pero teniendo en cuenta que éste no sea mayor que la diferencia entre la capacidad de campo y la reserva del mes anterior.

$$\Delta g_i = p_i - E_{0i} \leq g_{cc} - g_{i-1} \quad (4,34)$$

- b) **Reserva (g)**, se evalúa de la misma forma que para el caso anterior, teniendo en cuenta que éste no puede ser mayor que la capacidad de campo.

$$g_i = g_{i-1} + \Delta g_i \leq g_{cc} \quad (4,35)$$

- c) **Evapotranspiración real o actual (E)**, que para este caso es igual que la evapotranspiración potencial del mes en consideración.

$$E_i = E_{0i} \quad (4,36)$$

- d) **Excedente (S)**, el cual va ocurrir siempre y cuando el suelo alcance la capacidad de campo ($g_i = g_{cc}$). Para ello se puede usar el método propuesto por Thornthwaite.

$$S_i = (p_i - E_{0i}) - \Delta g_i = p_i - E_{0i} - g_{cc} + g_{i-1} \quad (4,37)$$

- e) **Escorrentía (Δf)**, que está constituido por el flujo superficial y/o subsuperficial del excedente. Se cuantifica con la siguiente expresión:

$$\Delta f_i = 0,8 \Delta f_{i-1} + 0,2 S_i \quad (4,38)$$

El cuadro (4,5) y la figura (4,13) muestran resultados de un balance hídrico climático para la estación de Pucallpa. En el gráfico se observan los meses de recarga (R), exceso (S), utilización (U) y deficiencia (D).

Cuadro 4,5 Balance hídrico para la estación de Pucallpa ($g_{cc} = 200 \text{ mm}$)

Mes	P	E ₀	P - E ₀	Δg	g	E	D	S	Δf
E	156.7	132.4	24.3	0.0	200.0	132.4	0.0	24.3	
F	182.2	112.7	69.5	0.0	200.0	112.7	0.0	69.5	
M	228.5	125.1	103.4	0.0	200.0	125.1	0.0	103.4	
A	167.8	112.1	55.7	0.0	200.0	112.1	0.0	55.7	
M	93.8	109.9	-16.1	-16.1	183.9	109.9	0.0	0.0	
J	64.9	100.3	-35.4	-32.5	151.4	97.4	2.8	0.0	
J	49.1	114.3	-65.2	-49.4	102.1	98.5	15.8	0.0	
A	63.7	130.8	-67.1	-34.3	67.8	98.0	32.9	0.0	
S	115.0	134.7	-19.7	-6.7	61.1	121.7	13.0	0.0	
O	210.7	134.8	75.9	75.9	137.0	134.8	0.0	0.0	
N	197.4	129.7	67.7	63.0	200.0	129.7	0.0	4.7	
D	170.5	127.0	43.5	0.0	200.0	127.0	0.0	43.5	
Total	1700.3	1463.6	236.7			1399.1	64.6	301.2	

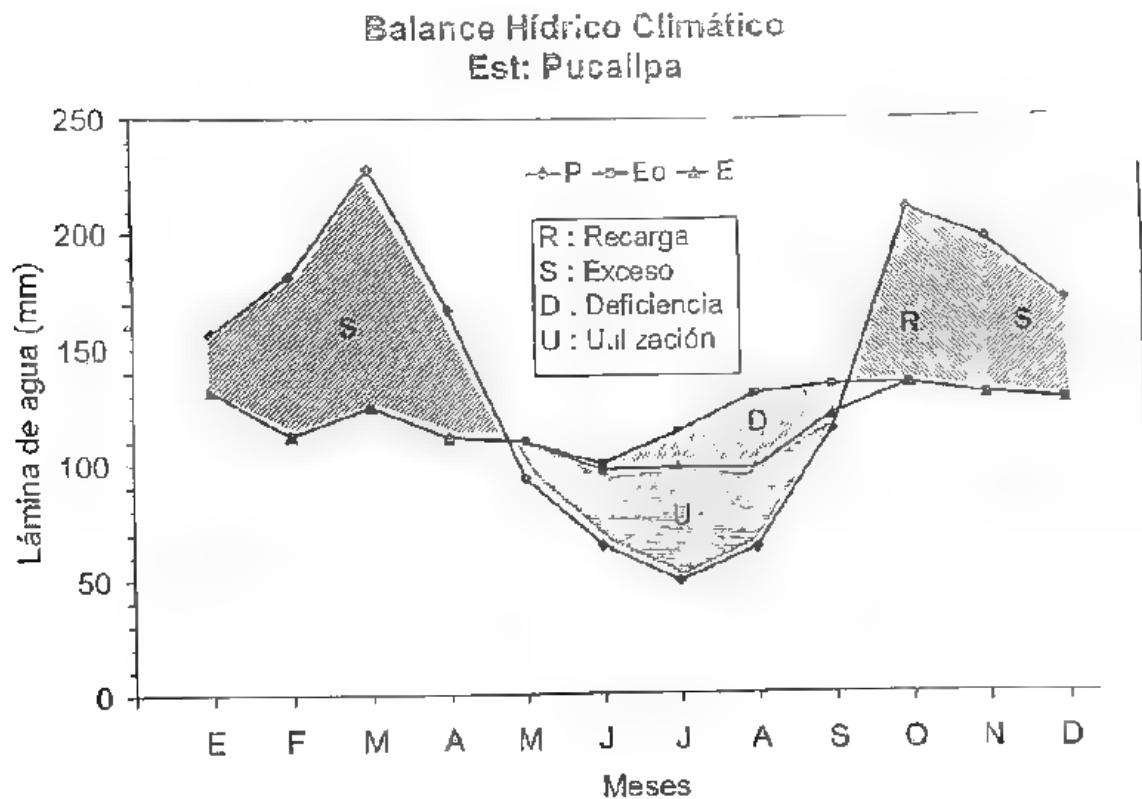


Fig. 4,13 Resultados del Balance hídrico Climático para Pucallpa

PROBLEMAS RESUELTOS

1.- En la estación de la Molina se tiene la siguiente información: temperatura de aire 18°C y la humedad relativa es 80 %. Si disminuye la temperatura del aire en un proceso a presión de vapor constante. La humedad % cuando la temperatura del aire es 15° será:

$t_s = 18^{\circ}\text{C}$ es = 20,7
Hr= 80 %

$$e / 20,7 \times 100 = 80\% \rightarrow e = 16,56 \text{ hPa}$$

$e_s = 17,02$, cuando $t = 15^{\circ}\text{C}$

$$\text{entonces: } Hr = 16,56 / 17,02 = 97 \%$$

2.- Si la relación de mezcla es 10,7 gr/kg y la presión de vapor actual es 16,66 hPa. ¿cuál es el valor de la presión atmosférica?

$$r = 622 e / (p - e) \text{ (gr/ kg)}$$

$$10,7 = 622 (16,6) / (p - 16,6)$$

$$p = 980,7 \text{ hPa}$$

3.- Si la precipitación total en Iquitos es 1500 mm y el déficit anual es 230 mm y a evapotranspiración potencial anual es 1200 mm, entonces la evapotranspiración real y el exceso anual son:

$$\begin{aligned} P &= 1500 \text{ mm} \\ D &= 230 \text{ mm} \\ E_o &= 1200 \text{ mm} \end{aligned}$$

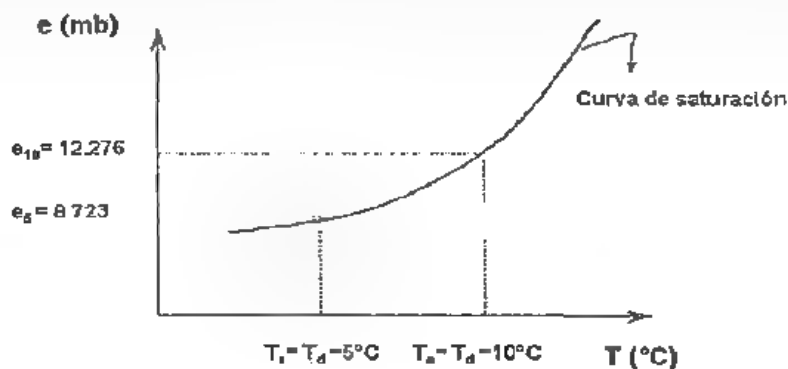
$$E_o = E + D$$

$$P = E + S$$

$$\begin{aligned} E_o &= E + D \\ 1200 - 230 &= E \\ E &= 970 \text{ mm} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} P &= E + S \\ 1500 - 970 &= S \\ S &= 530 \text{ mm} \end{aligned}$$

4.- En Tildio el 10 de noviembre a las 4:30 p.m. la lectura del psicrómetro indica un aire saturado. El aire se enfría por un proceso de irradiación de 10°C a 5°C. Encontrar la cantidad de gramos de vapor de agua por m³ de aire que se pierde en dicho proceso de enfriamiento.



$$\rho_{v5} = 216.5 \frac{8.723}{278} = 6.79 \text{ gr/m}^3$$

$$\rho_{v10} = 216.5 \frac{12.276}{283} = 9.39 \text{ gr/m}^3$$

La cantidad de gramos de vapor de agua por m³ de aire que se pierde en dicho proceso es:

$$(9.39 - 6.79) \text{ gr/m}^3 = 2.6 \text{ gr/m}^3$$

5.- La humedad relativa (HR%) en Lima y Piura fue de 90%, para ambas localidades. Además se sabe que las temperaturas del aire fueron de 18°C y 28°C respectivamente. Responder cual de las dos ciudades tiene mayor humedad atmosférica.

La ciudad que tiene mayor humedad atmosférica (e) es la ciudad de Iquitos.

6.- En la estación de Iquitos, se registró, la siguiente información: HR% = 100 %, $t_d = 15^\circ\text{C}$. Encontrar la temperatura en °C.

Si la humedad relativa es 100 %, la temperatura del aire será 15°C.

PROBLEMAS PROPUESTOS

1. La humedad relativa en las localidades A y B son iguales y es de 80 %, en tanto que las temperaturas son respectivamente 20 °C y 14 °C. Determine:
 - a) La temperatura de rocío en cada localidad
 - b) La humedad absoluta en cada localidad
 - c) El déficit de saturación en cada localidad
2. En una ciudad ubicada a 3200 msnm se hace funcionar un Psicrómetro y se obtiene 18 °C y 14 °C de temperatura del bulbo seco y húmedo respectivamente. Determine:
 - a) la relación de mezcla
 - b) la humedad específica
 - c) la humedad relativa
3. En Cerro de Pasco en un instante determinado la lectura del Psicrómetro indica un ambiente saturado. El ambiente se enfría por proceso de irradiación de 8 °C a 4°C. Determine:
 - a) La cantidad de gramos de vapor de agua por m³ de aire cuando llega a 4 °C.
 - b) La cantidad de humedad absoluta que pierde en dicho proceso de enfriamiento.
4. Cuantifique la humedad atmosférica en todas sus formas, si se cuenta con los siguientes datos del Psicrómetro:
 $T_s = 32^{\circ}\text{C}$ $T_h = 24^{\circ}\text{C}$ $P = 999\text{ hPa}$
5. En una ciudad bastante cálida a 250 msnm, hay un ambiente con aire acondicionado que reporta $T_s = 17,5^{\circ}\text{C}$ y $T_h = 14,6^{\circ}\text{C}$. Si la temperatura de rocío y humedad exterior son 28,7 °C y 92 %, respectivamente; calcule: ($P = 1010,3\text{ hPa}$)
 - a) La disminución de temperatura a la que ha sido sometido el aire.
 - b) El nuevo contenido de humedad del aire acondicionado
 - c) La cantidad de agua extraída en el proceso de enfriamiento
 - d) El déficit de saturación en el ambiente con aire acondicionado

BIBLIOGRAFIA

García Vilanueva J.

Mar Arias L.

Vásquez Absalón – Chang Navarro L.

Principios físicos de climatología. Ediciones UNALM 1994. Lima-Perú

Análisis teórico de la ecuación psicrométrica. Anales Científicos 1985. UNALM XXI: 99 – 106. Lima-Perú.

El riego. Principios básicos. ONERN 1988. Lima – Perú.

CAPITULO V. TEMPERATURA

La idea aproximada que tenemos de la temperatura es que, cuanto más caliente está un cuerpo, más temperatura tiene. De la misma forma, también pensamos que cuánto más caliente está un cuerpo, mayor cantidad de calor posee. Por este motivo confundimos los conceptos de calor y temperatura, que a pesar de estar relacionados, son distintos.

El **calor** se considera en la actualidad como energía en tránsito. Este concepto es físicamente de gran importancia, y significan que los cuerpos ceden y ganan calor, pero no lo poseen.

La **temperatura** es la medida de la energía cinética media de las moléculas que forman el cuerpo. Cuando un cuerpo recibe calor, aumenta la velocidad con que se mueven sus moléculas. Este aumento será tanto mayor cuanto mayor sea la cantidad de calor recibido, o menor sea el número de moléculas que formen ese cuerpo. El aire también está formado por moléculas (constituyentes) que están en constante movimiento.

5.1 LA TEMPERATURA DEL AIRE

La temperatura del aire es un elemento fundamental del tiempo atmosférico, ya que esta representa grandes variaciones en el tiempo y en el espacio, que a su vez originan cambios significativos en la evolución del estado del tiempo. Estos cambios térmicos son consecuencia principalmente de la distribución irregular de la energía solar.

En meteorología se considera como un factor numérico que sirve para indicar la cantidad de calor o energía radiante que hay en la atmósfera, en la tierra o en el agua.

La temperatura del aire solo depende del aporte de la energía solar, la cual es absorbida en diferentes formas según las características de la superficie sobre el cual incide. En término medio podemos considerar de cada 100 unidades de energía del sol que llega al sistema tierra – atmósfera, sólo 20 unidades son absorbidas por el aire, mientras que la superficie absorbe 45 unidades, en tanto que el resto se refleja al espacio exterior. Por esta razón es que la mayor parte de la energía de la atmósfera es suministrada por el suelo por los procesos de conducción, convección y radiación en onda larga.

5.2 ESCALAS TERMOMÉTRICAS

Debido a que la sensación de calor o frío son formas subjetivas de cuantificar el grado de calor, fue necesario idear una forma de medir y evaluar la temperatura. Para la fabricación de los termómetros se parte de puntos referenciales muy variados, pero los más usados son los que utilizan como puntos de referencia al punto de fusión del hielo y ebullición del agua. Una escala termométrica está definida por los valores asignados a los dos puntos.

Las escalas de mayor uso son:

- a) **La escala Celcius o centígrada ($^{\circ}\text{C}$)**, que fija un valor cero al punto de solidificación del agua o fusión del hielo (0°C) y un valor cien al punto de ebullición del agua (100°C). El intervalo se divide en 100 partes iguales, cada de las cuales se denomina **grado Celcius o grado centígrado**.

- b) **La escala Kelvin o absoluta (K)** fija un valor cero a la temperatura más baja que se puede alcanzar. Este valor corresponde al estado en el que las moléculas que forman una sustancia estarían en reposo. Esta escala utiliza el Kelvin como unidad de medida de temperatura, y su relación con los grados centígrados es $0\text{ K} = -273\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-273,16\text{ }^{\circ}\text{C}$ en forma más específica). Cada unidad de esta escala tiene el mismo valor que el de la escala centígrada, pero desplazada en 273 unidades.
- c) **La escala Fahrenheit ($^{\circ}\text{F}$)**, fija un valor de 32 al punto de fusión del hielo ($32\text{ }^{\circ}\text{F}$) y un valor de 212 al punto de ebullición del agua a la presión de una atmósfera ($212\text{ }^{\circ}\text{F}$). El intervalo se divide en 180 partes iguales, cada una de las cuales se denomina grado Fahrenheit.

5.3 Conversión de las Escalas

El gráfico muestra los valores del punto de fusión del hielo y ebullición del agua en las diferentes escalas

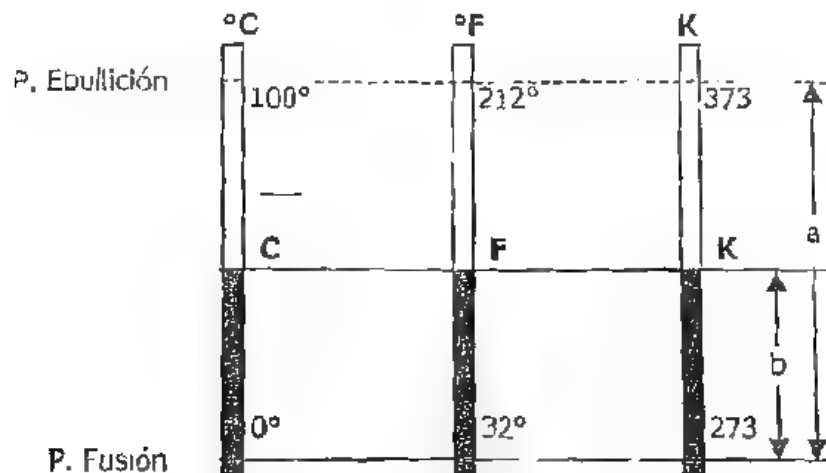


Fig. 5.1 Representación gráfica de las escalas termométricas

Del gráfico se obtiene la siguiente relación:

$$\frac{b}{a} = \frac{C - 0}{100} = \frac{F - 32}{180} = \frac{K - 273}{100} \quad (5,1)$$

de esta ecuación se deduce que:

$$K = C + 273 \quad (5,2)$$

$$F = \frac{9}{5}C + 32 \quad (5,3)$$

También se puede demostrar que las variaciones de temperatura en las diferentes escalas se relacionan por:

$$\Delta K = \Delta C \quad \text{y} \quad \Delta F = \frac{9}{5} \Delta C \quad (5,4)$$

5.4 FACTORES QUE AFECTAN LA TEMPERATURA

La mayor parte de los cambios y fenómenos del tiempo que ocurren en la atmósfera se deben a que la superficie y la atmósfera se calientan en bastante irregular por factores sistemáticos y variaciones de la naturaleza, siendo los principales:

a) Insolación o radiación solar

Es el factor más importante que afecta la temperatura, ya que es la cantidad de radiación solar que recibe el planeta. La insolación se relaciona con la latitud (curvatura de la tierra), pues la radiación solar incide sobre la superficie terrestre bajo diferentes ángulos que varían según la época del año y hora del día. La insolación también se ve afectada por el espesor de la capa atmosférica, las partículas extrañas y la nubosidad.

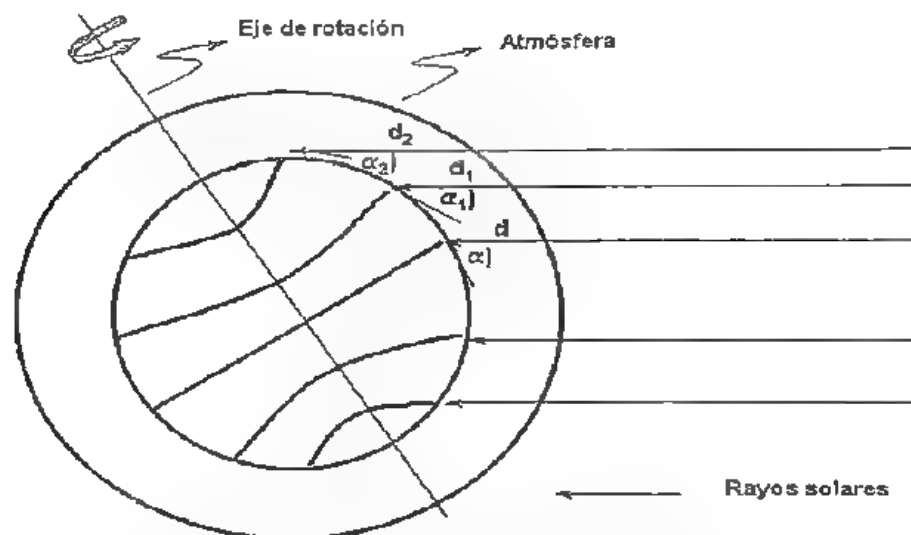


Figura 5.6: Efecto latitudinal: Ángulo de incidencia

En la Figura 5.6, el ángulo α vale 90° en el punto en que los rayos solares son perpendiculares a la superficie, de la misma figura podemos obtener: $\alpha > \alpha_1 > \alpha_2$. Los rayos que ingresan con el ángulo α , atraviesan una masa de atmósfera menor que los rayos que ingresan con un ángulo α_1 es decir: $d < d_1 < d_2$ y por lo tanto sufrirán menos absorción, reflexión y dispersión. Similarmente la intensidad de radiación será menor con los ángulos mas pequeños porque la misma cantidad de energía se distribuirá sobre áreas mayores (Figura 5.7)

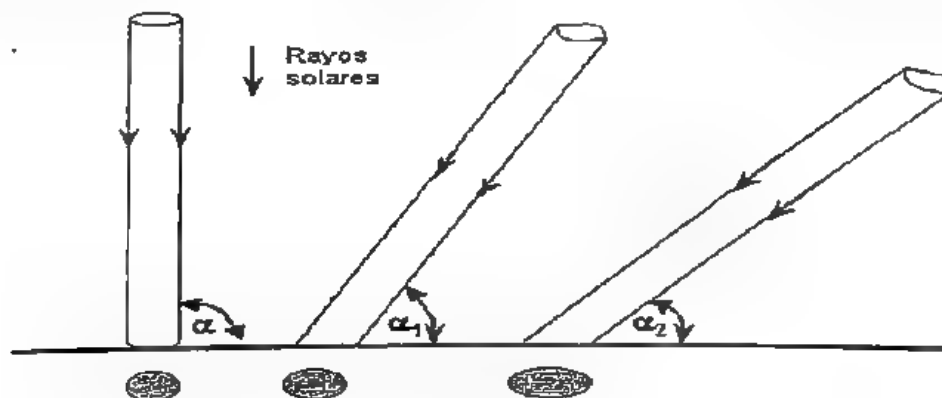


Figura 5.7: Efecto diurno: Sección transversal del rayo al llegar a la superficie

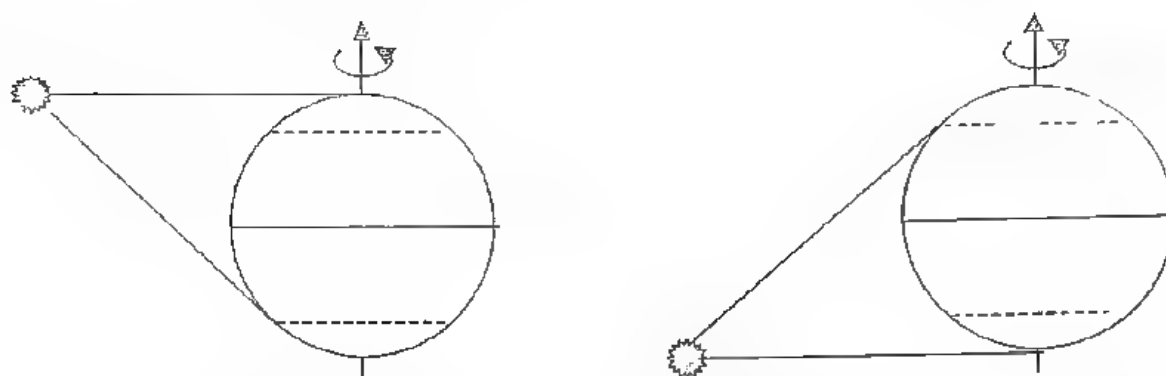


Figura. 5.8: Efecto estacional (posición del sol)

En la Figura 5.8, se puede apreciar el efecto estacional tanto para el hemisferio norte como para el hemisferio sur, en sus respectivos solsticios.

b) Diferencia de albedo

El albedo medio estimado para el sistema tierra – atmósfera es 35 %, pero para una capa de nieve el albedo puede llegar a 90 %. La copa de bosques de pino puede tener un albedo de 1 %, de forma similar en el océano en una superficie encrespada el albedo será tan bajo como un 4%, mientras que en una superficie en calma y el sol bajo (orto, ocaso e invierno) dará un albedo similar al de la nieve.

c) Diferencia de transferencia

La superficie de la tierra prácticamente son opacas a la radiación solar. Casi todo el calor se queda concentrado en la parte superficial a unos 2,5 cm de espesor. En el mar 1/3 de la radiación penetra hasta 3 metros por debajo de la superficie, 1/10 de la radiación penetra a 9 m, por lo que habrá un menor ascenso de la temperatura en el agua, debido a que la energía se distribuye en un mayor volumen.

d) Diferencia de calor específico

El calor específico del agua es aproximadamente 5 veces mayor que el de la superficie de la tierra. Esto significa que si la superficie de agua y tierra reciben la misma cantidad de calor, da como resultado un aumento de temperatura de 5 veces mayor en la tierra que en el agua. Del mismo modo cuando existe un descenso de la temperatura, es también 5 veces mayor en la tierra.

e) Movimiento de las masas de aire

Un estado atmosférico no se forma necesariamente en el lugar donde se experimenta sus efectos; normalmente gran parte del estado atmosférico es producto de la interacción de las masas de aire que vienen de otras latitudes, obediendo los mecanismos de la circulación general de la atmósfera. Un ejemplo de este factor son los Friaes en la selva Peruana: Friaes de San Juan, Friaes de Santa Rosa. En la Figura 5.9 tenemos un ejemplo de Friaie en el cual se puede apreciar que en Puerto Maldonado la temperatura máxima desciende alrededor de 11°C en un día.

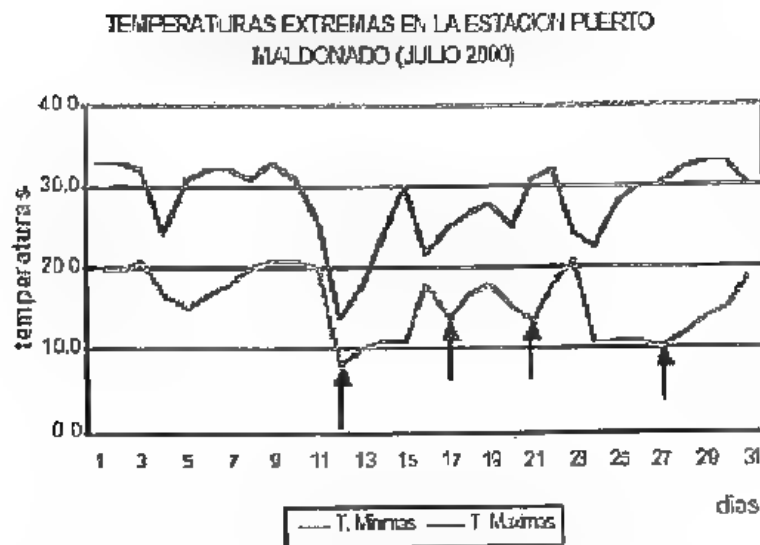


Figura. 5,9 Variación diaria de la temperatura en Puerto Maldonado

f) Corrientes oceánicas

Las corrientes tienen un efecto termorregulador, provocando que las características térmicas próximas a las costas tengan una mayor o menor temperatura que le corresponderían de acuerdo a la latitud donde se encuentran. El efecto de las corrientes marinas no solo se limita a la temperatura, sino también al régimen de las precipitaciones, es el caso de la costa norte de Chile y la costa peruana. Un ejemplo de este factor es la "Corriente de Humboldt", la cual baña las costas occidentales de Sudamérica.

g) Nubosidad

La nubosidad juega un rol muy importante, ya que solo no solo afecta la incidencia de la radiación solar, sino también en la salida o absorción de la radiación terrestre al espacio exterior, haciendo más eficiente el efecto invernadero.

5.5 DISTRIBUCIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA TEMPERATURA

a) Variación diurna

Como el sol recorre el espacio del horizonte este al horizonte oeste, es lógico pensar que la temperatura del aire próximo a la superficie del suelo no pueda tener un solo valor, sino que está modificándose durante el transcurso del día, de acuerdo con la inclinación de los rayos solares.

La variación diaria de la temperatura está representada por la curva trazada en el curso de las 24 horas y va creciendo desde un valor mínimo que se produce generalmente poco después de la salida del sol. Desde ese instante la temperatura comienza a

elevarse, para luego presentarse una máxima alrededor de las 13 a 14 horas locales, para luego comenzar su descenso.

Este proceso se produce en forma regular, siempre que los elementos meteorológicos sean normales, ya que por varias causas tal regularidad sea fuertemente alterada.

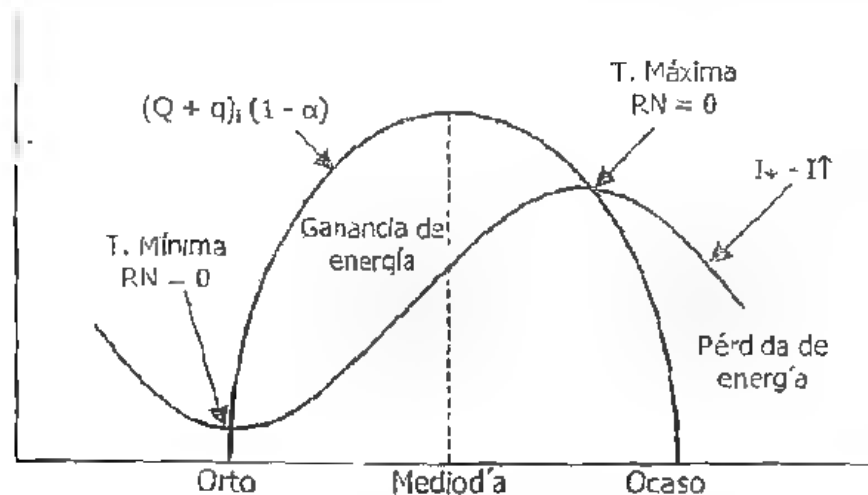


Figura. 5,10: Variación diurna del balance de radiación y su relación con las temperaturas extremas

Las variaciones diurnas de las temperaturas están directamente relacionadas con el balance de radiación y para determinar la naturaleza física de la distribución horaria de la temperatura es indispensable considerar la radiación neta (RN), la que fue definida por la expresión:

$$RN = (Q + q)_i(1 - \alpha) + I_e - I_r$$

Durante la ocurrencia de las temperaturas extremas, el balance de radiación se hace cero. Cuando ocurre la temperatura máxima diaria, la pérdida de la radiación en onda larga es máxima que iguala a la radiación absorbida por la superficie. La temperatura mínima se produce durante los primeros instantes del día o primeras horas de la mañana y es cuando la emisión de onda larga empieza a ser considerablemente inferior a la radiación solar, ya que la superficie está fría. De estas dos temperatura la más limitante es la temperatura mínima, ya que está asociada a los rocíos, heladas, nieblas, etc.

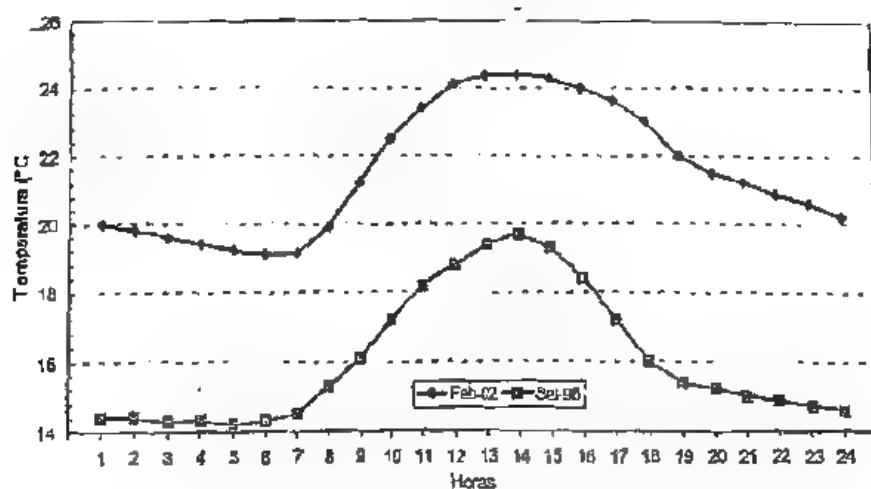


Figura. 5,11 Variación horaria de la temperatura del aire en La Molina

b) Variación estacional

Las variaciones diurnas y estacionales de la temperatura son muy importantes para el desarrollo de las plantas, ya que constituye uno de los factores limitantes en su crecimiento e influye directamente en la velocidad de su desarrollo, en su longitud del ciclo vegetativo y en sus fases de crecimiento. Esto se puede observar si graficamos (Figura 5.12 y 5.13) este comportamiento relacionado con los excesos y déficit de energía tal como se muestra a continuación:

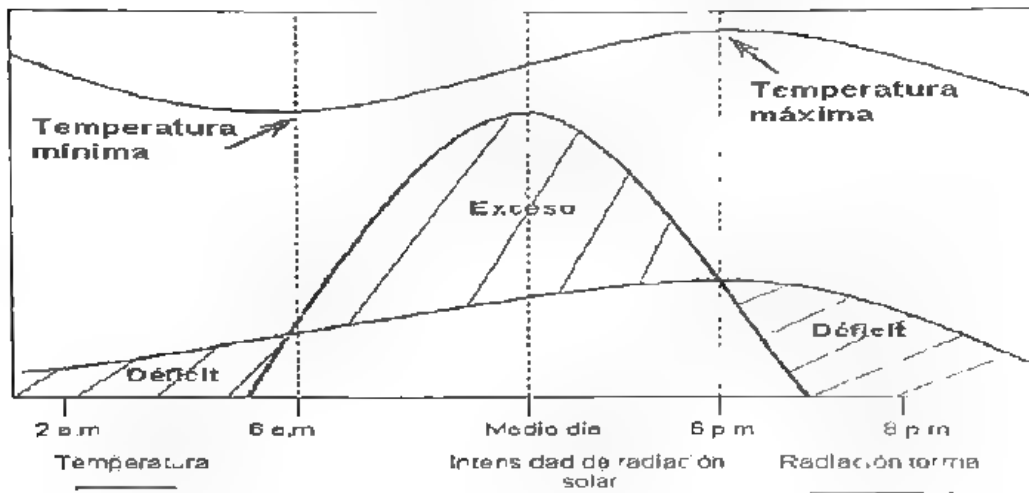


Figura 5.12: Distribución temporal de la temperatura diaria (HS)

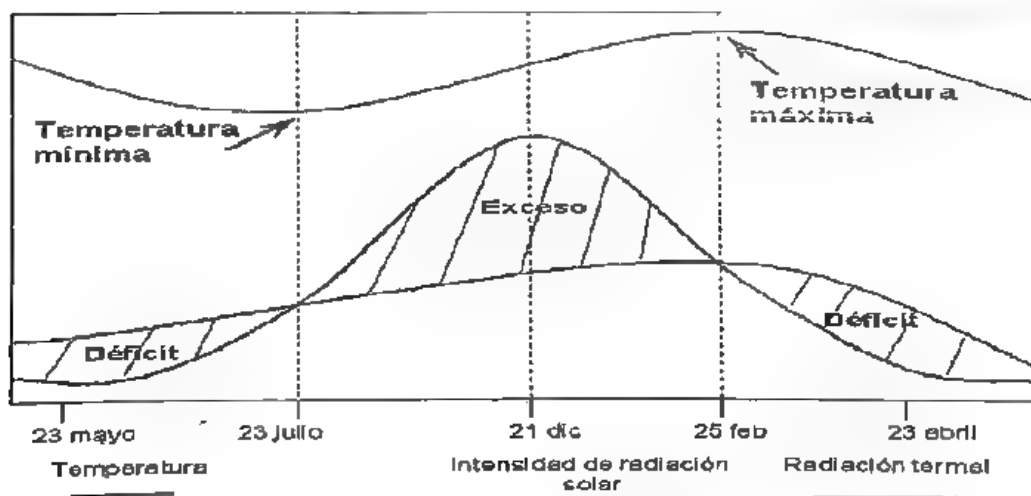


Figura 5.13: Distribución temporal de la temperatura anual (HS)

Este retraso de la temperatura puede explicarse basándose en el tiempo requerido para el calentamiento y el enfriamiento de la tierra. La tierra pierde calor continuamente por radiación, como cualquier cuerpo que almacena energía. Durante algunas horas del día y meses del año la energía que llega a la tierra supera a la que sale de ella, en este momento la temperatura irá en aumento. La temperatura máxima se dará en el momento en que la energía que llega deja de superar a la que sale. Posteriormente, cuando la energía radiada sea superior a la recibida, la temperatura irá descendiendo hasta que ambas vuelven a

Es la cantidad de vapor de agua que falta para que el aire se sature; su valor está dado por la expresión:

$$\Delta e = e_s - e_a \quad (4,14)$$

El Δe , tiene una variación espacial y temporal muy grande. Los procesos de evaporación y evapotranspiración están directamente relacionados con el déficit de saturación de ambiente. En zonas con alto déficit existe abundante evaporación y evapotranspiración, lo contrario ocurre en zonas con déficit de saturación pequeño. Esto indica la importancia del estudio y cuantificación del Δe ; sin embargo no existen ningún instrumento para su medida, por lo que se recurre a otro parámetro que tiene comportamiento opuesto al Δe , esto es a humedad relativa.

f) Humedad relativa (HR)

Es solo un indicador del grado de saturación instantáneo del aire atmosférico, y constituye la expresión porcentual instantánea del vapor de agua existente en el aire.

$$\begin{aligned} e_s & \dots\dots\dots 100 \% \\ e_a & \dots\dots\dots HR \end{aligned}$$

$$HR = \frac{e_a}{e_s} * 100 \quad (4,15)$$

Este parámetro al igual que el Δe , es ampliamente utilizado con fines de conocimiento de la pérdida de agua desde fuentes líquidas o superficies húmedas. En una atmósfera saturada (HR = 100%), no existe transferencia de vapor por evaporación o evapotranspiración. El proceso de transferencia es mayor cuanto menor es el grado de saturación del aire atmosférico (menor HR).

Por otro lado si comparamos dos localidades que tienen la misma humedad relativa, esto no significa que tengan la misma cantidad de vapor de agua en la atmósfera. Por ejemplo si la humedad relativa en Lima y Huancayo en un momento determinado es 60 %, podemos decir que el aire es más húmedo en Lima que en Huancayo. De la misma forma también podemos afirmar que en La Molina el aire es más húmedo en verano que en invierno.

4.4 Proceso de saturación y temperatura del punto de rocío (T_d)

El proceso de enfriamiento del ambiente por irradiación puede considerarse como proceso isobárico (proceso a presión constante). Si en este proceso se consigue saturar el aire la temperatura a la cual ocurre ésta se denomina temperatura de rocío (T_d).

En la atmósfera generalmente se da un proceso mixto o compuesto que consiste en enfriamiento del ambiente y adición del vapor de agua, si en este proceso se consigue llegar a la saturación ambiental, la temperatura a la cual ocurre esta saturación será la misma que marca la temperatura del bulbo húmedo del Psicrómetro (T_h).

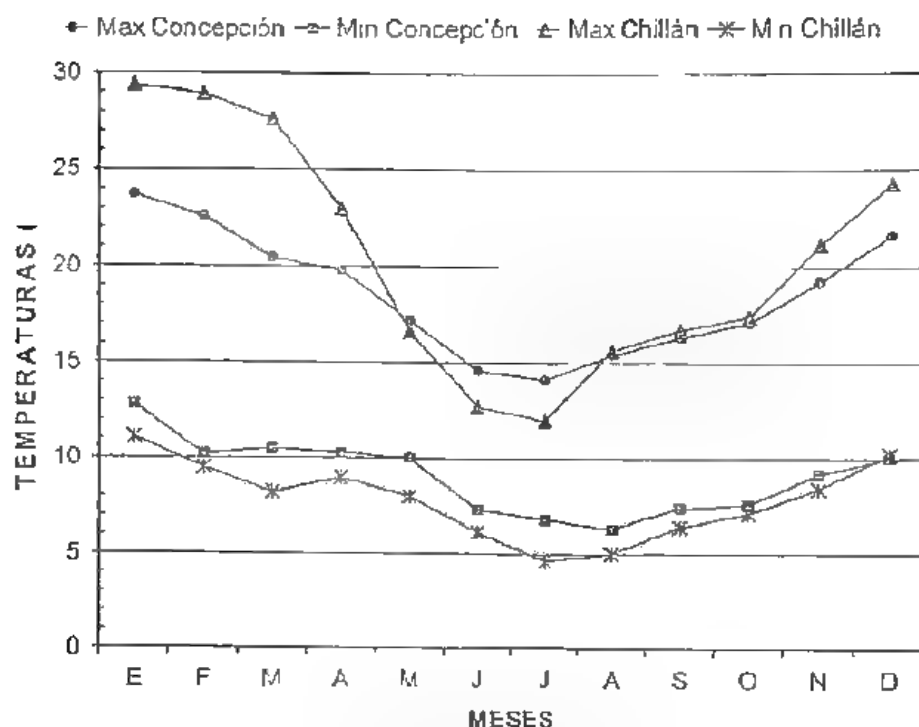


Figura. 5,15 Variación mensual de la Temperatura del aire máxima en cuatro estaciones de Chile

Cuadro 5.1 Variación latitudinal de la temperatura

Latitud	Variación anual de temperatura	
	Hemisferio sur	Hemisferio norte
0	0	0
15	4	3
30	7	13
45	6	23
60	11	30
75	26	32
90	31	40

c) Gradiente de Temperatura

Es la variación de la temperatura respecto a una distancia la que puede ser vertical y horizontal. La variación de la temperatura que tiene lugar en la dirección perpendicular a las isotermas se denomina gradiente horizontal de temperatura.

Matemáticamente en forma general el gradiente de temperatura se puede representar por:

$$\nabla_T = i \frac{\partial T}{\partial X} + j \frac{\partial T}{\partial Y} + k \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (5,5)$$

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial Z} \quad \text{gradiente vertical de temperatura (GVT)} \quad (5,6)$$

c.1) Distribución Horizontal

Si la Tierra tuviera una composición uniforme, las amplitudes de temperatura serían iguales en todas las latitudes. Sin embargo, la distribución de la temperatura en la Tierra es muy irregular debido a la presencia de la atmósfera, los océanos y la topografía. La distribución horizontal de la temperatura en la Tierra es irregular y depende de la latitud, la estación del año, la altitud y la proximidad al mar. Las amplitudes de temperatura son mayores en la tierra que en el mar.

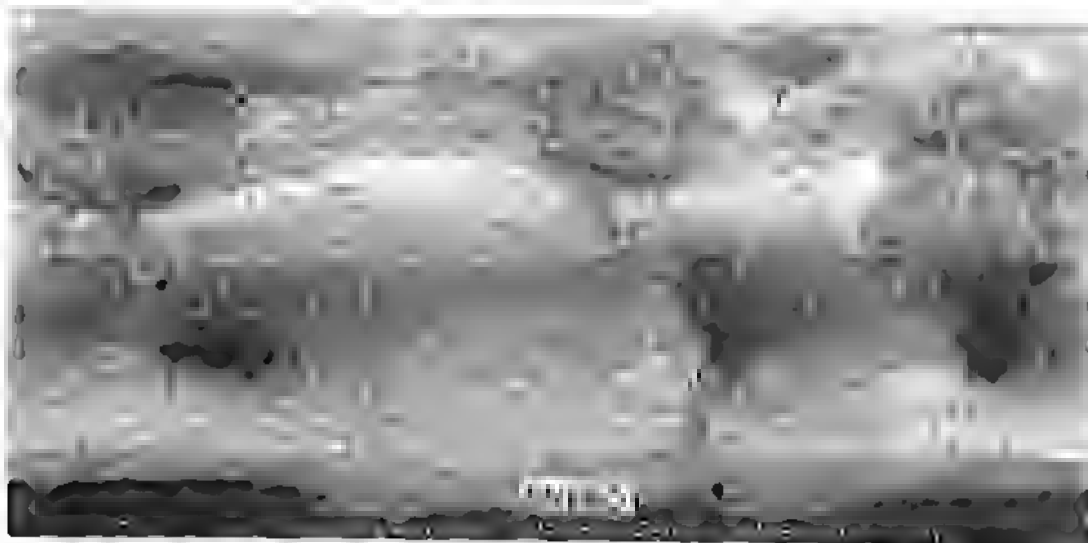


Fig. 5.16 Distribución horizontal de la temperatura en el mes de Enero

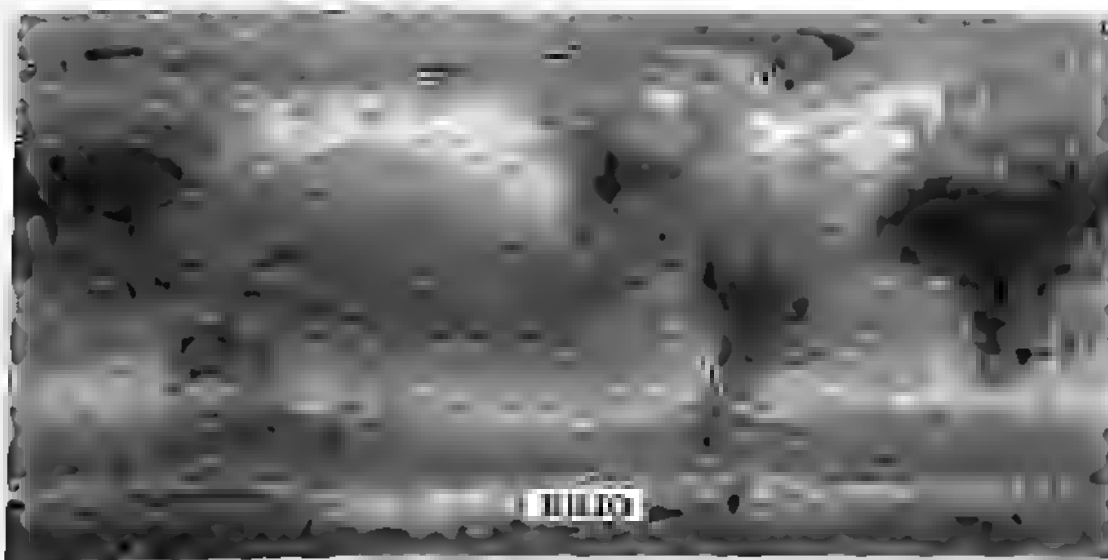


Fig. 5.17 Distribución horizontal de la temperatura en el mes de Julio

c.2) Distribución Vertical

La distribución media de la radiación solar, supone que de 100 unidades de radiación solar que alcanza el tope de la atmósfera 22 unidades son absorbidas por la atmósfera, 43 unidades por la superficie terrestre y 35 unidades son devueltas al espacio. Después de éste balance es evidente que la tropósfera se calentará desde abajo, es decir colindante con la superficie terrestre, éste calentamiento puede ser por conducción, por corrientes convectivas, por absorción de la radiación terrestre por los gases de la atmósfera tales como el vapor de agua, dióxido de carbono, etc.



Figura 5.18: Distribución de la energía en la atmósfera

La temperatura de la tropósfera disminuye con la altura, el grado de disminución o la variación de la temperatura con la altura se denomina "GVT" (γ); tal como hemos visto en el punto anterior

Generalmente el GVT varía a través de la atmósfera, pero se puede considerar constante a través de un espesor en las cuales: T_0 , Z_0 y T y Z son las temperaturas y las altitudes de la base y el tope de la capa respectivamente. En éste caso es válida la expresión:

$$T = T_0 - \gamma(z - z_0)$$

Normalmente la temperatura del aire dentro de la troposfera disminuye 6,5 °C/km, por lo tanto la última ecuación se transforma en:

$$T = T_0 - 6,5 (z - z_0) \quad (5,7)$$

El estudio de la distribución vertical se hace mediante los sondeos de temperatura, que son registrados a través de los radiosondajes. Con esta información se comprueba la disminución de la temperatura con la altura. A la variación de la temperatura con la altura se le denomina Gradiente Vertical de Temperatura (GVT ó γ).

Existen razones para justificar la disminución de la temperatura con la altura.

- La mayor fuente de calor para el aire es la superficie terrestre, por lo que al aumentar la distancia de la fuente de calor la temperatura disminuye.
- La cantidad de vapor de agua disminuye con la altura, por lo que menor cantidad de calor puede ser almacenado en la atmósfera.

- El descenso de temperatura resulta como consecuencia de la expansión de la aire ascendente desde los niveles inferiores.

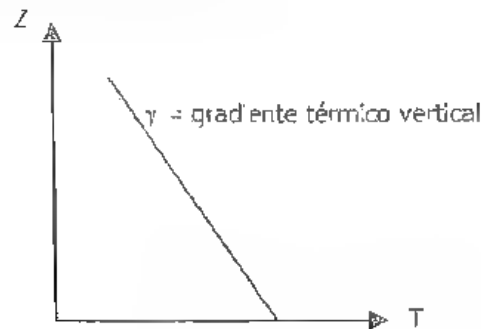


Figura. 5,19 Variación vertical promedio de la temperatura en la Tropósfera

e) Rango de Temperatura

Se define como la diferencia entre la temperatura máxima y la temperatura mínima del período en estudio. Para el caso diurno este rango es denominado rango diurno de temperatura y es la diferencia entre la temperatura máxima y la temperatura mínima del día.

$$\Delta T = T_{\text{máx}} - T_{\text{mín}} \quad (5,8)$$

5.6 INVERSIÓN TÉRMICA

Se denomina inversión térmica si en alguna capa de la tropósfera, la temperatura experimenta un incremento con la altura (Figura 5.20). Esto ocurre cuando una capa de aire caliente se extiende por encima de otra capa de aire más frío, pero tras una corta distancia vertical la temperatura empezará a disminuir con la altura.

Cuando la inversión aparece a una altura sobre la superficie terrestre, el nivel o altura en donde la temperatura empieza a aumentar se llama base de la inversión. Esta altura es de gran importancia, ya que es el límite de cualquier nube o neblina (en el caso que exista condensación). El tope de la inversión es el nivel en el cual deja de aumentar la temperatura. Entonces de acuerdo a esto podemos decir que una inversión térmica se caracteriza por su intensidad (IT) y por su espesor (EI).

$$IT = T (^{\circ}\text{C}) \text{ tope} - T (^{\circ}\text{C}) \text{ base}$$

$$EI = Z (\text{m}) \text{ tope} - Z (\text{m}) \text{ base}$$

La Inversión térmica puede ocurrir en cualquier nivel de la tropósfera, pero existen regiones geográficas asociadas a sistemas atmosféricos en las que la inversión térmica es una característica permanente de tal región. Así por ejemplo la presencia del anticiclón del Pacífico sur, origina subsidencia en las costas occidentales de América del sur y se presenta la inversión térmica típica de invierno en la costa del Perú.

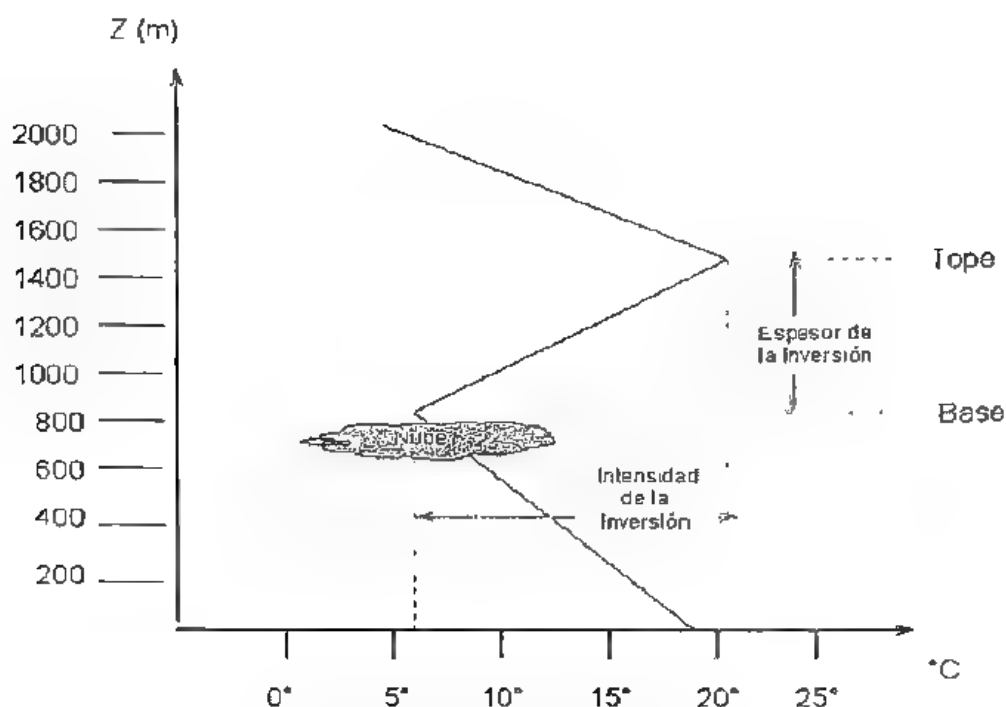


Figura 5.20: Inversión térmica

Las inversiones térmicas se pueden clasificar:

Inversiones en Tierra

Se producen durante la noche y/o en las primeras horas de la mañana en las cercanías de la superficie, especialmente donde los vientos son débiles. Son causados por el rápido enfriamiento de la superficie terrestre, la cual se enfría más rápidamente que la capa de aire que está por encima de los 100 o 200 m. De esta forma las temperaturas en alturas permanecen moderadamente altas.

Inversiones por subsidencia

Son originadas por hundimiento extensas capas de aire desde niveles más altos a niveles más bajos. Esta inversión está asociada con anticiclones y la tendencia es a generar una atmósfera estable con buen tiempo.

Inversiones frontales

Se origina cuando una masa de aire caliente se desplaza sobre una masa de frío. La inversión se encuentra en la capa de separación de las masas de aire que tienen características distintas.

Inversiones por turbulencia

Se produce cuando la mezcla de aire origina una corriente de calor ascendente, contribuyendo de este modo al calentamiento del aire en altura. Ocurrirá solo cuando el gradiente térmico vertical del aire ascendente sea menor al gradiente adiabático seco ($1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$).

La Inversión por turbulencia suele limitar una capa de aire muy revuelta de condiciones térmicas, hídrica y de transparencia muy uniforme. El espesor de esta capa está dado por la influencia de la topografía del terreno sobre el viento.

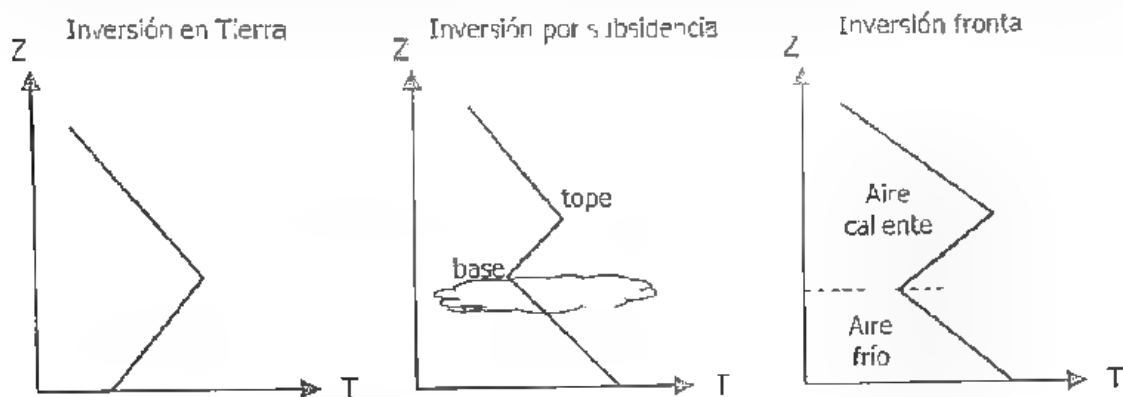


Figura. 5,21 Tipos de inversión térmica

5.7 HELADAS

La helada es un caso especial de los descensos diarios de temperatura y frecuentemente está asociado a la temperatura mínima. La helada, como la niebla, se produce en noches claras, cuando la ausencia de nubes permite que el suelo irradie el calor, lo que provoca un descenso significativo de la temperatura.. En el caso de los cultivos los daños que experimentan son de carácter mecánico, el cual se debe a la destrucción de los tejidos internos de la planta, causado por la dilatación del agua al congelarse en cada una de las células.

El riesgo de heladas en la sierra persiste durante gran parte del año, siendo las más peligrosas desde luego las que se producen al iniciarse la época de crecimiento en la que las plantas son pequeñas y susceptibles a permanecer dentro de la capa de aire frío que llega hasta pocos decímetros desde la superficie

Los criterios o puntos referenciales para la ocurrencia de heladas son: los efectos nocivos sobre los cultivos y la temperatura del aire menor o igual a 0 °C.

Para un mejor entendimiento del proceso de ocurrencia de heladas , debemos definir las siguientes temperaturas:

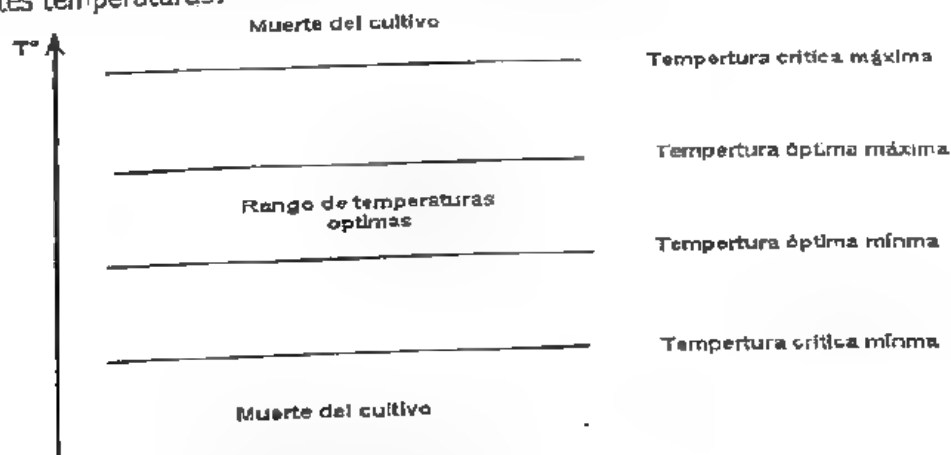


Figura: 5,22: Temperaturas óptimas y críticas del cultivo

este proceso hay liberación de calor latente que gana el aire, amortiguándose de esta forma la disminución rápida de la temperatura.

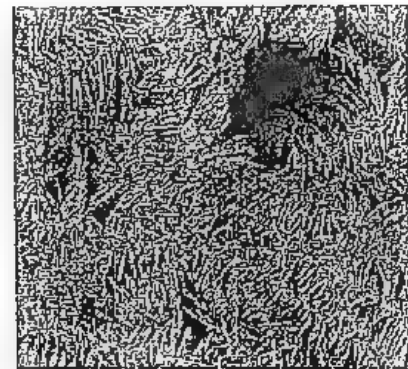
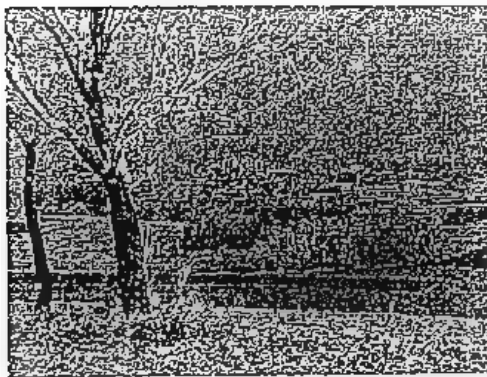
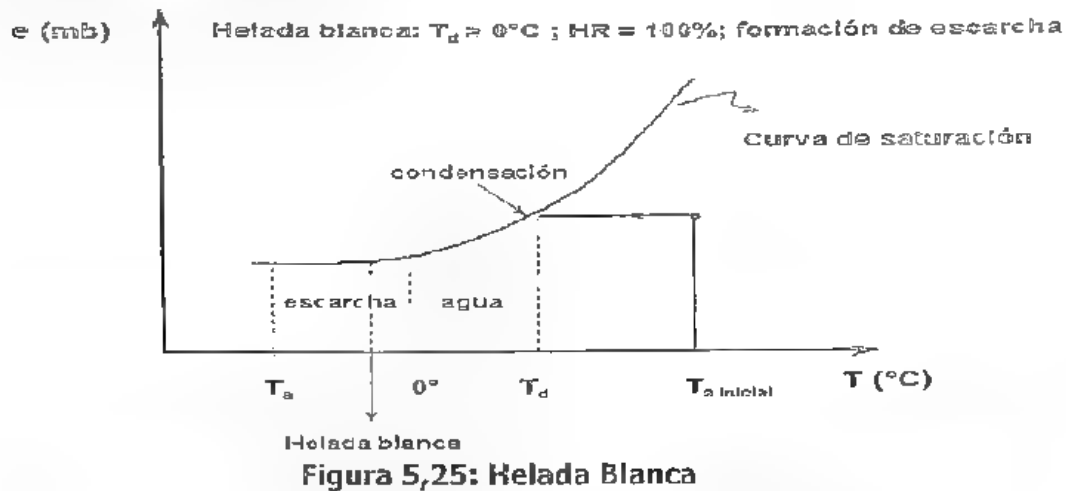
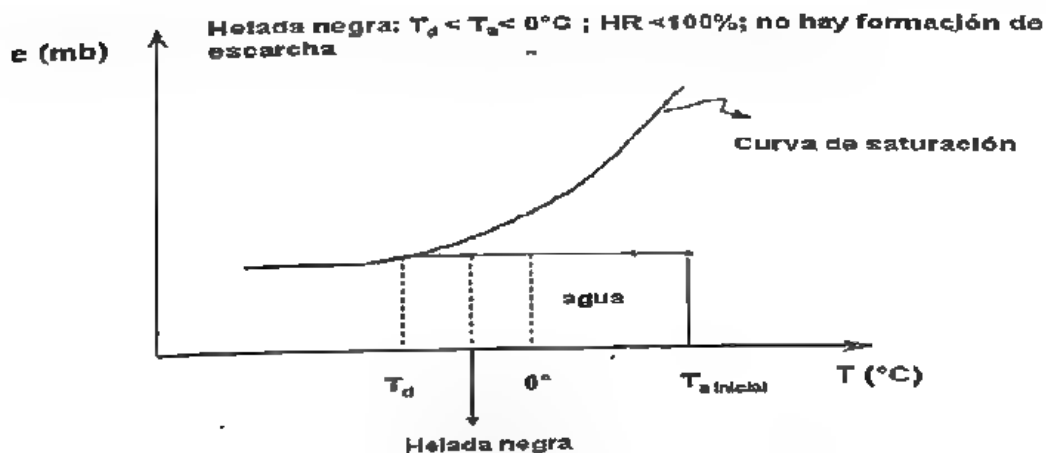


Figura. 5,26: Ocurrencia de helada (izquierda) y escarcha (derecha)

b) Helada Negra, ocurre cuando la temperatura e rocío es menor a 0°C y el aire no llega a saturarse, en consecuencia no se produce la sublimación y los efectos sobre los cultivos son más perjudiciales que en el caso anterior, ya que no existe otra fuente de calor que pueda amortiguar el descenso rápido de la temperatura.

$$T_d < T \leq 0^\circ\text{C}$$



De acuerdo a la estación del año. Las heladas pueden clasificarse en:

- Primaverales : del 23 de setiembre al 21 de diciembre
- Estivales : del 22 de Diciembre al 20 de marzo
- Otoñales : del 21 de marzo al 20 de junio
- Invernales : de 21 de junio al 22 de setiembre

Considerando la época agrícola

Las heladas pueden ser:

- Tardías : Final del invierno o la primavera
- Tempranas : Otoño o principios del invierno

NATURALEZA FÍSICA DE LAS HELADAS

El descenso de la temperatura del aire puede producirse principalmente por irradiación, advección o por una combinación de ambas.

Enfriamiento por irradiación

Para este caso es necesario realizar un análisis de la ecuación del balance de energía en la superficie, de manera similar para la explicación de la temperatura mínima. Este tipo de heladas se producen por el enfriamiento de las capas bajas de la atmósfera y de los cuerpos que en ellas se encuentran debido a la pérdida de calor terrestre por irradiación durante la noche. Se produce una estratificación del aire en donde las capas más bajas son más frías y las capas más altas son más cálidas (Inversión térmica). Este tipo de heladas se produce en condiciones de viento calmo o escaso, ya que la ausencia de viento impide mezclar estas capas, y además, con cielo despejado que permite una mayor pérdida de calor desde la superficie terrestre. La pérdida de calor es mayor cuando las noches comienzan a ser más largas y el contenido de humedad del aire es menor. En los suelos cubiertos de vegetación y en el fondo de los valles es más probable que se den este tipo de heladas. En el caso de la cubierta vegetal, esta actúa como aislante entre el suelo y la atmósfera, evitando que el calor del suelo se transmita con rapidez al aire. Además disminuye la acumulación de calor en el suelo al impedir el ingreso de la radiación solar. El relieve del suelo, por sus diversos accidentes, determina la dirección e intensidad del flujo de aire frío nocturno. Si el suelo tiene pendiente, el aire frío (más denso) buscará niveles más bajos, donde se estacionará y continuará enfriándose. Es por ello que el fondo de los valles es un lugar propicio para la formación de heladas.

Enfriamiento por advección

Se presentan en una región cuando ésta es "invadida" por una masa de aire frío cuya temperatura es inferior a 0 °C. Este tipo de heladas se caracteriza por la presencia de vientos con velocidades iguales o superiores a los 15 km/h y el gradiente de temperatura (variación de la temperatura con la altura) es negativo, sin inversión térmica. Las áreas afectadas son extensas y la nubosidad no influye sobre la temperatura, que experimenta variaciones con la marcha horaria. Las plantas se enfrían por contacto.

Enfriamiento por evaporación

Debidas a la evaporación de agua líquida desde la superficie vegetal. Suele ocurrir cuando, debido a la disminución de la humedad relativa atmosférica, el rocío formado sobre las plantas se evapora. El paso de agua líquida a su estado gaseoso requiere calor. Ese calor lo aporta la planta con su consiguiente enfriamiento.

Heladas mixtas

Se denominan de este modo a aquellas heladas que se producen simultáneamente por el vuelco de aire frío y la pérdida de calor del suelo por irradiación.

Como consecuencia de las temperaturas bajas, en la plantas se suceden los siguientes pasos:

- Se produce un debilitamiento de la actividad funcional reduciéndose entre otras cosas las acciones enzimáticas, la intensidad respiratoria, la actividad fotosintética y la velocidad de absorción del agua.
- Existe un desplazamiento de los equilibrios biológicos frenándose la respiración, fotosíntesis, transpiración, absorción de agua y circulación ascendente.
- Finalmente se produce la muerte celular y la destrucción de los tejidos.

Hay que tener en cuenta que la sensibilidad que un vegetal tiene al frío depende de su estado de desarrollo. Los estados fenológicos más vulnerables al frío son la floración y el cuajado de frutos. Muchos vegetales han creado resistencia natural al frío:

- Mediante concentración de los jugos celulares. De esta manera desciende el punto de congelación.
- Mediante el endurecimiento: cuando el descenso de las temperaturas se realiza progresivamente el vegetal va adaptándose a la nueva situación mediante cambios fisiológicos celulares.

PERÍODO LIBRE DE HELADAS

Es el intervalo de tiempo entre la ocurrencia de la última helada de la campaña agrícola anterior y la primera helada de la campaña agrícola actual. Su cuantificación está dado por el número de días transcurridos entre los mismos.

MÉTODOS DE DEFENSA CONTRA HELADAS

Se distinguen dos tipos de métodos para controlar las heladas en la agricultura: los métodos pasivos y los métodos activos.

Métodos pasivos:

- a) Evitar el cultivo de especies o variedades sensibles a las bajas temperaturas, en zonas en donde existen probabilidades muy altas de que ocurran heladas.
- b) Elegir variedades resistentes y de mayor altura, para evitar contacto de las flores con el aire frío cercano al suelo.
- c) Las especies sensibles, no deben implantarse en depresiones. Preferir, en estos casos, los faldeos más cálidos.
- d) Cuando exista una barrera, por ejemplo una cortina cortaviento demasiado densa, el peligro de helada es mayor hacia el lado de arriba de la pendiente.

- e) Evitar la siembra de praderas, cereales, arbustos o viveros en la cercanía de un huerto frutal. Estos actúan como aislantes del flujo de calor del suelo, aumentando los riesgos de daño por heladas en cultivos bajos.
- f) Evitar el laboreo excesivo del suelo. De ser así se forma una capa de suelo suelta, que actúa como aislante del calor que fluye desde las capas más profundas de suelo hacia la superficie.
- g) Mantener en lo posible el suelo libre de malezas, sin moverlo y no dejar mucha paja u otro material sobre el suelo.

Métodos activos:

Son aquellos aplicados justo al comenzar la helada y durante ella. El principio de estos métodos es muy simple: la helada se debe al frío, por lo tanto debemos evitar el enfriamiento. Para evitar una helada es suficiente, en teoría, aportar a la superficie del suelo una energía igual a aquella perdida por dicha superficie, que es lo que provoca el enfriamiento. También existen métodos que actúan directamente sobre la temperatura de las plantas.

Existen varias formas de provocar el calentamiento del aire:

- a) **Inundación de terrenos;** que aumenta la capacidad calórica del suelo y su conductividad térmica.
- b) **Mezcla mecánica de aire,** consiste en mezclar, con ayuda de grandes hélices, el aire frío cercano al suelo con el aire cálido de las capas atmosféricas más altas.
- c) **Protección por interrupción de la radiación,** consiste en evitar las pérdidas por radiación usando algún tipo de "techo" sobre la vegetación.
- d) **Cortinas de humo, nubes o niebla.** Considerando que el aire tiene mala conductividad térmica y que la transmisión de calor a través de él, a los objetos que rodea, es difícil, se ha ensayado transferir el calor directamente a las plantas.
- e) **Calentamiento del aire que rodea a la planta,** consiste en calentar el aire frío que rodea a la planta, ya que es éste el que provoca el enfriamiento de los vegetales. Uno de los métodos más utilizados es encender quemadores (tarros) de petróleo, 100 a 300 por hectárea. Otra alternativa son los agitadores de aire caliente o los quemadores a gas.
- f) **Aspersión de agua:** el uso de aspersión con agua para luchar contra las heladas, aprovecha la liberación de calor que se produce al congelarse el agua (80 cal/g). Al colocar una pequeña capa de agua sobre una hoja que se está enfriando, la energía liberada por el agua al congelarse es aprovechada por la hoja. Si la aspersión se mantiene constante, durante el período de temperaturas bajas, hasta que el hielo se haya fundido por acción del sol, la temperatura de la hoja no descenderá de 0°C. Es importante tener en cuenta que si se trata de un cultivo con ramas finas, el peso del hielo puede romperlas. La aspersión debe comenzar en el momento que la temperatura baje de 1 °C y debe mantenerse sin interrupción hasta después de la salida del sol, de modo que el calentamiento de la atmósfera compense la absorción de calor producida por la fusión del hielo.

CAPITULO VI. TERMODINAMICA DE LA ATMOSFERA

6.1 Conceptos básicos

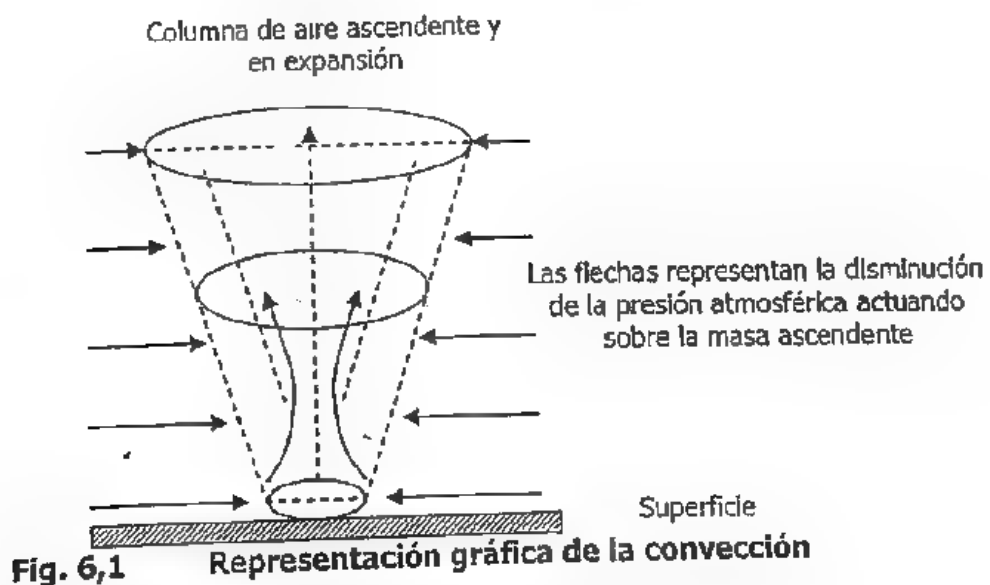
- La termodinámica de la atmósfera trata de las transformaciones del calor en otras formas de energía.
- La termodinámica de la atmósfera estudia los movimientos verticales (ascenso y descenso de las masas de aire), la estabilidad del aire (estabilidad e inestabilidad), movimientos adiabáticos de las masas de aire, expansión y contracción de las masas de aire, cambios de estado del agua, etc

6.2 Movimientos verticales de la masa de aire

Cuando una porción de aire que se vuelve más cálida que el aire circundante (por la radiación de calor de la superficie terrestre, por ejemplo), comienza a expandirse y enfriarse ya que la temperatura de la porción es mayor que el aire circundante, es también menos densa. Esto hace que la porción se eleve o flote. Al elevarse, también se expande, con lo cual disminuye su presión y, por lo tanto, también su temperatura. El enfriamiento inicial de una porción de aire produce el efecto contrario. Es decir, mientras que el aire cálido se eleva y enfría, el aire frío desciende y se calienta.

El grado en el que una porción de aire se eleva o desciende depende de la relación existente entre su temperatura y la del aire circundante. Mientras más alta sea la temperatura de la porción de aire, esta se elevará, mientras más fría, descenderá. Cuando la temperatura de la porción de aire y la del aire circundante son iguales, la porción no se elevará ni descenderá a menos que sea bajo la influencia del flujo del viento. En tal sentido podemos estudiar dos tipos de movimientos verticales

- 6.2.1 Convección.-** Se entiende por convección a la transferencia de calor y materia por
- ascenso de la masa de aire.



En la **figura 6.1** se muestra este proceso donde las flechas horizontales corresponden a presiones decrecientes actuando sobre la parcela de aire ascendente.

Existen dos tipos de convección que son la convección libre y la convección forzada.

Convección Libre

Esto ocurre cuando el aire que está en contacto con el suelo, se ha calentado y dilatado tanto que a pesar de estar sujeta a mayor presión, su densidad es menor que la del aire situado encima del mismo; estado que no puede persistir debido a que el aire pesado cae sobre la superficie de la tierra y desaloja al aire caliente el cual se eleva. Este proceso es típico en las regiones tropicales.

Convección forzada

Esto ocurre cuando un flujo de aire encuentra un obstáculo orográfico y se ve forzado a alcanzar mayores niveles. Así mismo, sabemos que por la superficie terrestre se desplazan continuamente masas de aire, los cuales debido a la fuerza de la gravedad, éstas masas tienden derramarse por el suelo, originando remolinos (turbulencias) el cual provoca que se eeven el aire liviano que encuentran en su camino. Por lo convección no es un proceso ordenado ni continuo, sino que más bien es desordenado y discontinuo (turbulento). Con esto se quiere decir que el calor que se genera en la superficie y llega a la atmósfera por convección no es constante.

6.2.2 Subsistencia.- Ocurre cuando la masa desciende (de menor a mayor presión, por lo tanto este movimiento origina calentamiento), generalmente con la implicancia de que la condición valga sobre un área extensa.

La subsidencia es la antítesis de la convección, que consiste en aire que asciende por calentamiento superficial o por empuje de aire frío. En los anticiclones predomina la subsidencia, es decir, el aire que desciende. Esta situación provoca un calentamiento y como consecuencia favorece la formación de una inversión térmica conocida como "la inversión de subsidencia".

Esta inversión es alimentada por mezcla vertical de aire en la capa por debajo de la inversión. Las inversiones de subsidencia son de particular importancia en los climas de varias localidades. La aridez de las zonas costeras en los bordes orientales de los anticiclones subtropicales (Ejemplo: California, Namibia y Chile) se debe, sobretudo, a la persistente presión del aire descendente. También existen casos de "subsidencia forzada" (como en el caso de los vientos adiabáticos a sotavento de las cadenas montañosas) tales como el Zonda, el foehn o el chinook

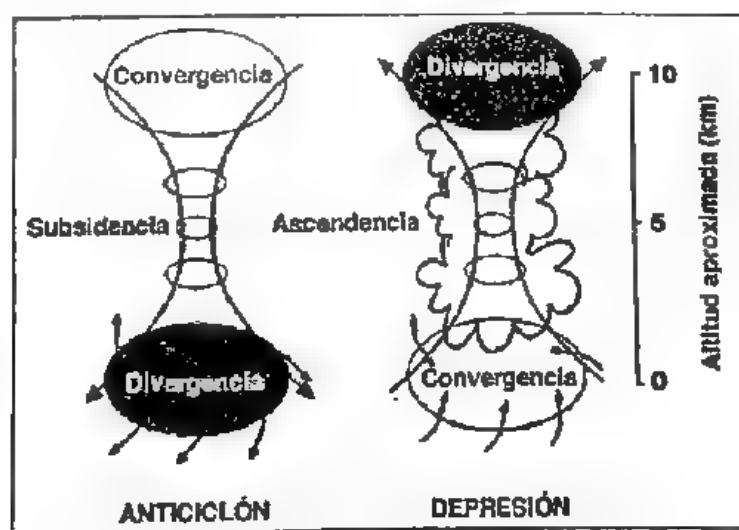


Fig. 6,2 Subsistencia y convección

6.2.3 Parcela de Aire o Porción de aire

A lo largo de este capítulo, se tratará el concepto de porción de aire o parcela de aire. Esta porción, teóricamente infinitesimal, es un cuerpo nido de aire (un número constante de moléculas) que actúa como un todo. Pero al ser independiente, no se mezcla fácilmente con el aire circundante. El intercambio de calor entre la porción de aire y sus alrededores es mínimo y su temperatura, generalmente uniforme. Una porción de aire es a álga al aire contenido en un globo.

6.2.4 Variables de estado

Para la Termodinámica, una muestra de aire está definida por su composición, su masa, su volumen, su presión y su temperatura. En la mayor parte de los procesos físicos, una muestra de aire permanece compuesta de las mismas partículas y, por consecuencia su composición y su masa permanecen invariables. En estas condiciones, el estado de la muestra está definido por su presión, su volumen y su temperatura, las cuales pueden variar en el tiempo y el espacio.

6.2.5 Efecto del movimiento vertical en la temperatura y en el contenido de humedad de una parcela de aire.

En la práctica se demuestra que el aire que asciende se enfría y el aire que desciende se calienta. Por esta razón los movimientos verticales de las parcelas de aire están acompañadas de variaciones de temperatura.

Así mismo sabemos que la atmósfera contiene siempre una cierta cantidad de vapor de agua, que cuando su temperatura desciende por ascenso puede llegar a la saturación, seguida inmediatamente por proceso de condensación o sublimación, originando la formación, evolución y disipación de las nubes. De este modo los movimientos verticales de las parcelas de aire húmedas son la causa de la desigual distribución de las precipitaciones en el espacio y el tiempo.

6.2.6 Nivel de Condensación

Es la altura a la cual debe ascender forzosamente una masa de aire para alcanzar la saturación. También es la altura en que se iniciará la formación de las nubes, denominada también "plafond de nubes". Como se sabe una parcela de aire que asciende se enfría y durante este proceso puede ocurrir que la temperatura del aire alcance la temperatura del punto de rocío. La altura puede calcularse con la siguiente ecuación:

$$h = 123,5 (T - T_d) \quad (6,1)$$

donde:

T: Temperatura del aire (°C)
T_d: Temperatura de rocío (°C)
h: Altura de Plafond o base de nube



Fig. 6,2 Nivel de condensación por ascenso (NCA)

6.3 Calor específico

Es la cantidad de calor que se transfiere a una unidad de masa para elevar su temperatura en un grado centígrado.

Si durante el proceso el volumen ocupado por el sistema permanece constante, es llamado, calor específico a volumen constante (C_v) Y si durante el proceso la presión permanece constante, es llamado, calor específico a presión constante (C_p) Así se tiene que:

Se puede demostrar $R = C_p - C_v$

6.4 Ecuaciones Termodinámicas

Los procesos Termodinámicos se pueden cuantificar por medio de las ecuaciones termodinámica

6.4.1 Primera Ley de la termodinámica. Ley de la conservación de la energía.

Considera la conservación de la energía Si un sistema recibe una cantidad de calor (dh), esta energía puede ser utilizada en aumentar su temperatura (energía interna) y en vencer la fuerza de atracción entre las moléculas (energía mecánica o trabajo).

$$dh = du + dw \quad \dots 6.1$$

Si la masa de aire unitaria del sistema se expande a presión constante (es decir realiza un trabajo sobre el medio que la rodea), tenemos que:

$$dw = p d\alpha \quad \dots 6.2$$

Podemos expresar la ecuación 6.1, sustituyendo la ecuación 6.2:

$$dh = du + p d\alpha \quad \dots 6.3$$

Si la masa de aire unitaria del sistema se comprime (es decir el medio realiza trabajo sobre la masa de aire), el volumen del gas decrece, $d\alpha$ y dw son negativos

De acuerdo a la teoría cinética de los gases un Gas Ideal cumple:

- $p \propto R \cdot T$
- $du = C_v dt$

Entonces la ecuación 6.3, la podemos expresar:

$$dh = c_v dt + p d\alpha \quad \dots 6.4$$

Las ecuaciones 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 son ecuaciones que expresan la primera ley de la termodinámica

El incremento de calor dh , puede ser entregado a una parcela de aire por medio de distintos procesos físicos como la radiación, fricción, a condensación del vapor de agua y la transferencia turbulenta de calor.

6.4.1.1 Procesos adiabáticos de gases ideales

Un proceso adiabático, es un proceso termodinámico definido para una muestra de gas que no recibe ni entrega calor del medio que lo rodea. En un proceso adiabático tenemos $dh = 0$. De la ecuación 6.3, tenemos:

$$du = - p d\alpha \quad \dots 6.5$$

En un proceso adiabático ($dh = 0$), la ganancia de du y aumento de temperatura, es debido al trabajo realizado durante la compresión.

En un proceso adiabático ($dh = 0$), la pérdida de du y disminución de temperatura, es debido al trabajo realizado durante la expansión.

6.4.1.2 Termodinámica del aire seco

El aire seco es considerado como un gas sin vapor de agua es decir, no existirán transformaciones de energía por cambios de estado del vapor de agua

Calores específicos del aire seco:

Calor específico del aire seco a presión constante = $C_{pd} = 1005 \text{ J/kg } ^\circ\text{K} = 240 \text{ cal/kg } ^\circ\text{K}$

Calor específico del aire seco a volumen constante = $C_{vd} = 718 \text{ J/kg } ^\circ\text{K} = 171 \text{ cal/kg } ^\circ\text{K}$

Constante del gas aire seco

$$R_d = C_{pd} - C_{vd} = 287 \text{ J/kg } ^\circ\text{K} \quad \dots 6.6$$

Dado que $R_d = R / M_d$

$$R = 8,314 \text{ J/mol}^\circ\text{K}$$

$$M_d = 28,964 \text{ gr/mol} = 0,028964 \text{ kg/mol}$$

$$R_d = 287,05 \text{ J kg}^{-1}^\circ\text{K}^{-1}$$

6.4.1.3 Termodinámica del aire húmedo

El aire constituido por el aire seco y el vapor de agua es llamado aire húmedo. En la atmósfera se tiene el agua en los tres estados, vapor, líquido y gaseoso. Cuando ocurren cambios de un estado a otro, se tiene transformaciones de energía debidas a la absorción o liberación de calor latente las cuales intervienen en los procesos físicos que ocurren en la atmósfera

Constante específica (R_v) y Peso molecular del vapor de agua (M_v)

$$\text{Dado que } R_v = R / M_v$$

$$R = 8,314 \text{ J/mol}^\circ\text{K}$$

$$M_v = 18 \text{ gr/mol} = 0,018 \text{ kg/mol}$$

$$R_v = 461,5 \text{ J kg}^{-1}^\circ\text{K}^{-1}$$

Igualmente R_v , está en función de R_d dado que $R = M_d R_d = M_v R_v$, entonces

$$R_v = \frac{M_d}{M_v} R_d = \frac{1}{\epsilon} R_d$$

6.4.2 Formas alternativas de la Primera ecuación de Termodinámica

Si diferenciamos la ecuación de estado: $p\alpha = RT$. La ecuación 6.4 para el aire seco se convierte en:

$$dh = c_{vd} dt + (R_d dt - \alpha dp) \quad \dots 6.7$$

Si en la ecuación 6.7 reemplazamos la ecuación 6.6 y consideramos un proceso adiabático tenemos,

$$dT = \frac{\alpha dp}{C_{pd}} \quad \dots 6.8$$

Si en la ecuación 6.8, reemplazamos α de la ecuación de estado: $p\alpha = R_d T$

$$dT = \frac{R_d}{C_{pd}} \frac{dT}{T} \quad \dots 6.9$$

Si integramos dentro de una capa de atmósfera tenemos:

$$\ln \frac{T_2}{T_1} = \frac{R_d}{C_{pd}} \ln \frac{p_2}{p_1} \quad \dots 6.10$$

si levantamos logaritmos y dado que $R_d / C_{pd} = 0.288$, tenemos

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{p_2}{p_1} \right)^{0.288} \quad (6.11)$$

La ecuación 6.11, es la ecuación adiabática para el aire seco. Si en esta misma ecuación tenemos

$p_2 = 1000$ mb

$T_1 = T$ es la temperatura del nivel inicial

$T_2 = \theta$, se le denomina temperatura potencial tenemos:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.288} \quad \text{... 6.12}$$

Donde:

θ = es la temperatura potencial en °K

T = es la temperatura del nivel inicial en °K

P = es el nivel de presión inicial en mb

La ecuación 6.12, es la ecuación de la temperatura potencial, esta ecuación se emplea para determinar la temperatura de una muestra de gas sujeta a cambios de presión (expandiéndola o comprimiéndola adiabáticamente) desde un estado inicial caracterizado por T y P , a otro final cuya presión es de 1000 mb.

Por ejemplo si tenemos una parcela (nube) de aire (Figura 6.1), podemos someterla a una compresión adiabática (caso A) o bien, a una expansión adiabática (caso B).

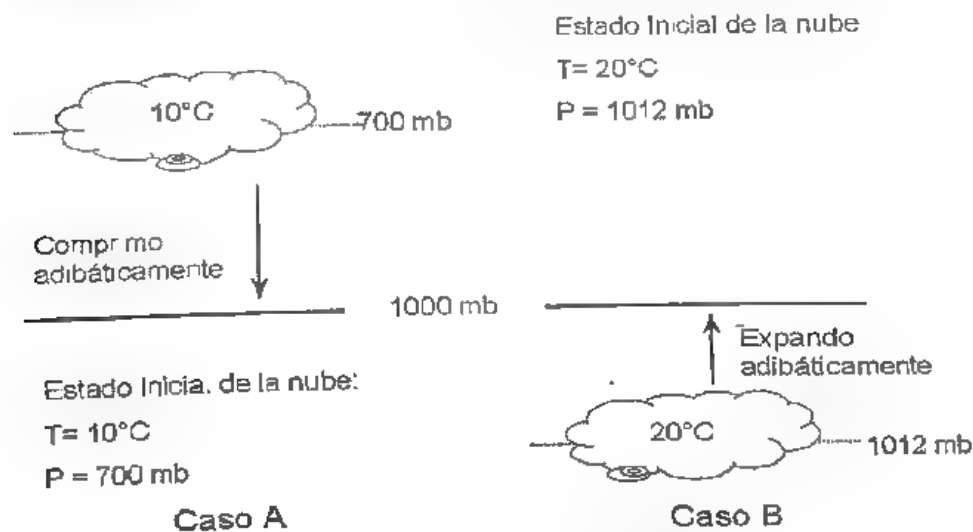


Figura 6.1: Compresión y expansión adiabática

6.5 Estabilidad Atmosférica

En la predicción de los fenómenos atmosféricos tales como la turbulencia, precipitaciones convección, disminución de la visibilidad horizontal, se establecen criterios para determinar

la estabilidad del aire que se desplaza verticalmente. Para determinar la estabilidad usualmente se encuentra la relación entre el gradiente vertical del entorno y el gradiente adiabático seco o saturado de una parcela de aire

6.5.1 Gradiente vertical de temperatura (GVT)

La distribución media de la radiación solar supone que de 100 unidades de radiación solar que alcanza el tope de la atmósfera 22 unidades son absorbidas por la atmósfera, 43 unidades por la superficie terrestre y 35 unidades son devueltas al espacio. Después de este balance es evidente que la tropósfera se calentará desde abajo, es decir colindante con la superficie terrestre, éste calentamiento puede ser por conducción, por corrientes convectivas, por absorción de la radiación terrestre por los gases de la atmósfera tales como el vapor de agua, dióxido de carbono, etc

La temperatura de la tropósfera disminuye con la altura, el grado de disminución o la variación de la temperatura con la altura se denomina **gradiente vertical de temperatura** (γ):

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad 6.13$$

Generalmente el GVT varía a través de la atmósfera, pero se puede considerar constante a través de un espesor en las cuales T_0 , Z_0 y T y Z son las temperaturas y las alturas de la base y el tope de la capa respectivamente. En éste caso es válida la expresión:

$$T = T_0 - \gamma(z - z_0) \quad 6.14$$

Normalmente la temperatura del aire dentro de la troposfera disminuye $6.5^\circ\text{C}/\text{km}$, por lo tanto la última ecuación se transforma en:

$$T = T_0 - 6.5(z - z_0) \quad 6.15$$

Cuando la temperatura de la tropósfera aumenta con la altura ocurre una **inversión térmica**.

6.5.2 Gradiente adiabático seco (GASE)

Una parcela de aire que se eleva verticalmente en la atmósfera se expande a medida que ingresa a presiones menores como consecuencia realiza trabajo y se enfría. El gradiente adiabático seco es la disminución de temperatura con la altura de la parcela en un proceso en el cual no se entrega ni se quita calor a una atmósfera no saturada. El gradiente adiabático seco (γ_d), puede ser definido:

$$\gamma_d = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad 6.16$$

Si en la ecuación 6.8 reemplazamos la ecuación hidrostática ($dp = -\rho g dz$), tenemos:

$$dT = \frac{1}{C_{pd}} \alpha dp = -\frac{1}{C_{pd}} \alpha \rho g dz \quad 6.17$$

Si igualamos la ecuación 6.16 y 6.17, tenemos:

$$\gamma_d = - \frac{dT}{dz} = \frac{g}{C_{pd}} \quad 6.18$$

Dado que el calor específico del aire seco a presión constante es $1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}$ y el valor de la gravedad es $g = 9.80665 \text{ m seg}^{-2}$ GASE toma el siguiente valor

$$\gamma_d = 0.00982 \frac{^\circ\text{K}}{\text{m}} \approx \frac{1^\circ\text{K}}{100\text{m}} \quad 6.19$$

La ecuación 6.18 y la expresión 6.19 nos indica que podemos determinar las variaciones de temperatura con la altura a partir de GASE cuando una parcela de aire seco se expande (asciende) y se contrae (desciende) en condiciones adiabáticas. Es necesario tener en cuenta que el gradiente adiabático seco puede emplearse también para aire húmedo mientras no ocurra saturación

6.5.3 Gradiente adiabático saturado (GASA)

En el caso de una parcela de aire húmedo saturado, los cambios de temperatura que ocurren durante un movimiento vertical en condiciones adiabáticas, se determinan utilizando el gradiente adiabático saturado (γ_s). Durante el ascenso, la expansión adiabática conduce a la condensación del vapor de agua con la consiguiente liberación de calor latente, compensándose el enfriamiento producido por la expansión, es la razón por la cual la variación de la temperatura con la altura del aire húmedo es menor que la del aire seco. GASA no es constante en los niveles más bajos de la atmósfera y en las latitudes templadas GASA es aproximadamente la mitad de GASE aumentando a niveles altos, en los que se aproxima al gradiente adiabático seco

$$\gamma_s = \frac{0.5^\circ\text{K}}{100\text{m}} \quad 6.20$$

Si queremos encontrar una expresión para el grado de enfriamiento del aire saturado cuando se eleva y se expande durante un proceso adiabático tenemos:

$$\gamma_s = \frac{g}{C_{pd}} \left(\frac{1 + \frac{L r_s}{R_d T}}{1 + \frac{\epsilon L^2 r_s}{C_{pd} R_d T^2}} \right) \quad 6.21$$

Donde γ_s es el gradiente adiabático saturado (para un proceso pseudoadiabático)

La ecuación 6.21, corresponde a la ecuación del gradiente adiabático saturado (para un proceso pseudoadiabático). El gradiente adiabático saturado es la expresión del gradiente adiabático seco multiplicado por un factor (entre paréntesis) que es función de la presión y de la temperatura (y representa el calor liberado, por el cambio de estado), por lo tanto, el gradiente adiabático saturado no es constante. El gradiente adiabático saturado es siempre menor que el gradiente adiabático seco pero se aproximan a medida que la presión aumenta y la temperatura disminuye.

6.6 Estabilidad Atmosférica

Aplicación del método de la parcela

a) En el método de la parcela se considera

- Una atmósfera en equilibrio hidrostático con un gradiente de temperatura (GVT)
- Una parcela de aire en equilibrio hidrostático que inicialmente tiene la misma temperatura, presión y humedad que su entorno (Z_0)
- Un impulso vertical (fuerza exterior) hacia arriba a la parcela
- Expansión y enfriamiento adiabático, según GASE si la parcela no está saturada y según GASA si está saturada

b) Análisis del método de la parcela

En su desplazamiento vertical la parcela puede tener:

- Una temperatura menor (mayor densidad) que el aire del entorno, como consecuencia de la mayor densidad la parcela descenderá

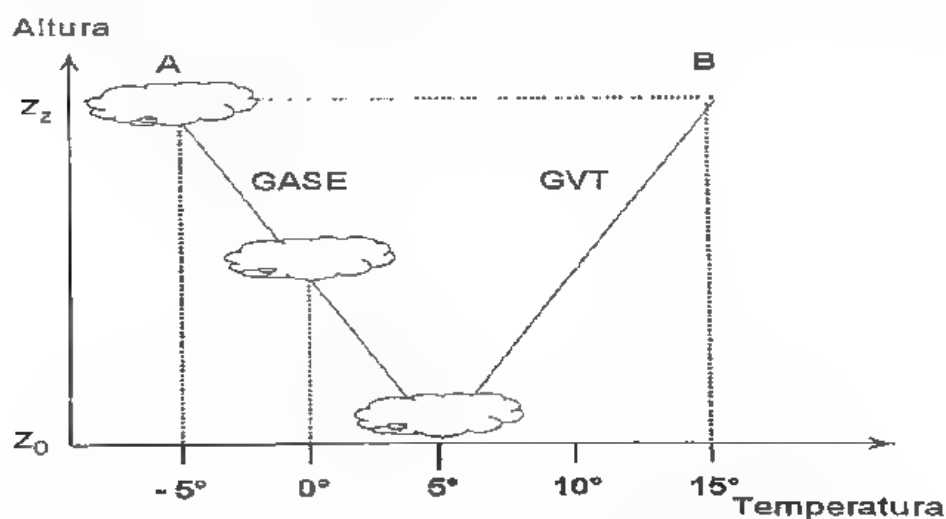
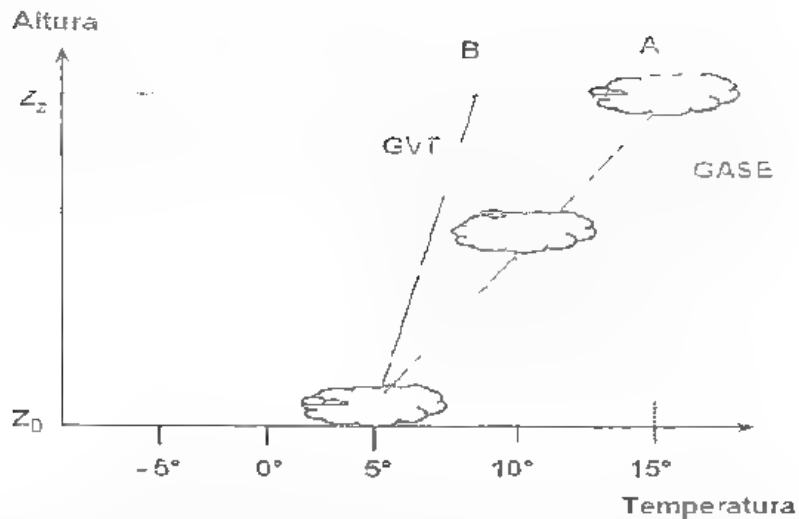


Figura 6.2: La temperatura de la parcela menor que la temperatura del entorno

- Una temperatura mayor (menor densidad) que el aire del entorno, como consecuencia de la menor densidad la parcela se acelerará hacia arriba gracias a una fuerza de empuje.



- Figura 6.3: La temperatura de la parcela mayor que la temperatura del entorno
- Una temperatura igual que el aire del entorno. Como consecuencia ascenderá por $GVT = GASE$

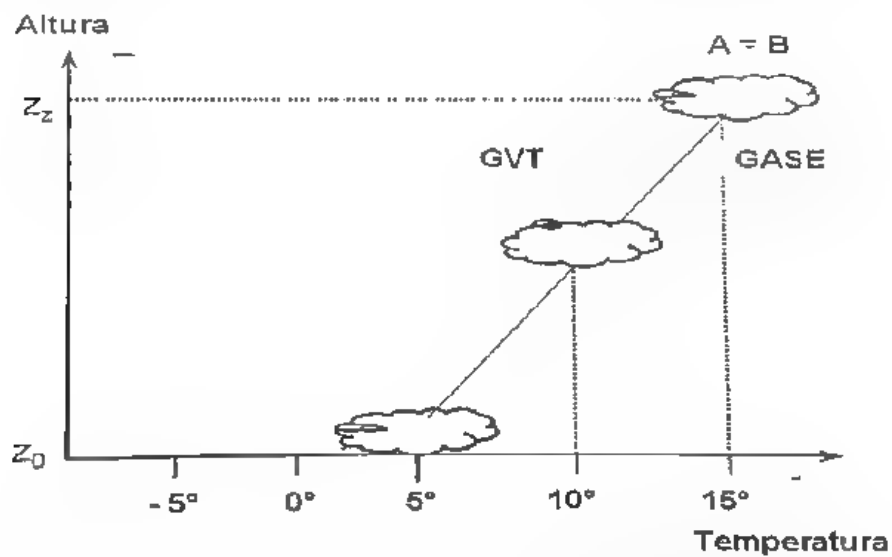


Figura 6.4: La temperatura de la parcela igual a la temperatura del entorno

- Como consecuencia de las posibilidades anteriores atmósfera puede estar en los estados de equilibrio siguientes.
- a) **Equilibrio estable:** si la parcela desplazada tiende a volver a su nivel de original.

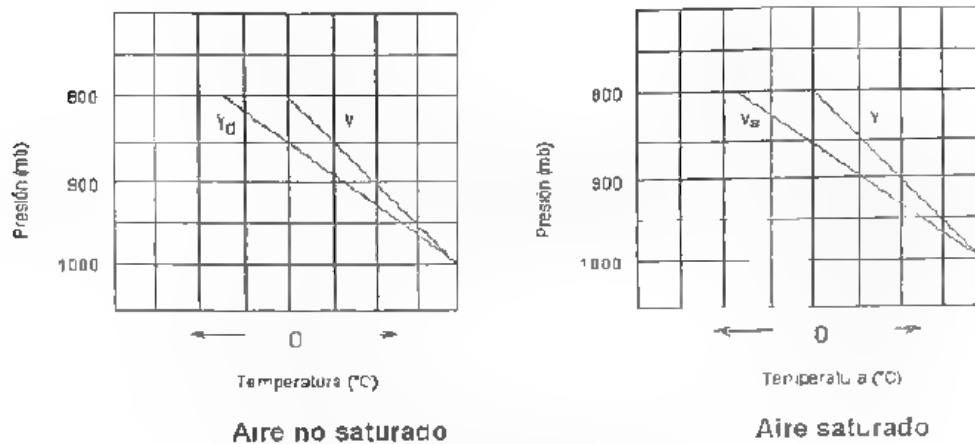


Figura 6.5: Estabilidad atmosférica

Hay estabilidad en el aire seco cuando la curva de estado (γ) tiene mayor pendiente que la adiabática seca (γ_d).

Hay estabilidad en el aire saturado cuando la curva de estado (γ) tiene mayor pendiente que la adiabática saturada (γ_s).

b) **Equilibrio inestable:** si la parcela desplazada tiende a alejarse de su nivel original

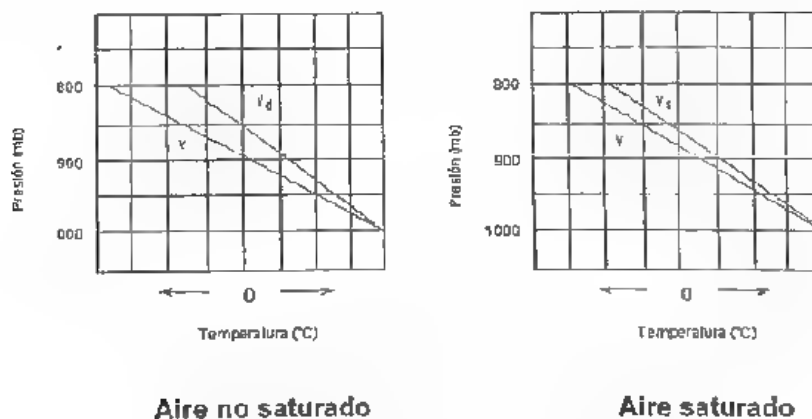


Figura 6.6 : Inestabilidad atmosférica

Hay inestabilidad en el aire seco cuando la curva de estado (γ) tiene menor pendiente que la adiabática seca (γ_d).

Hay inestabilidad en el aire saturado cuando la curva de estado (γ) tiene menor pendiente que la adiabática saturada (γ_s).

- a) **Equilibrio neutro:** si no existe una fuerza neta sobre la parcela desplazada que tienda a moverla en cualquier dirección

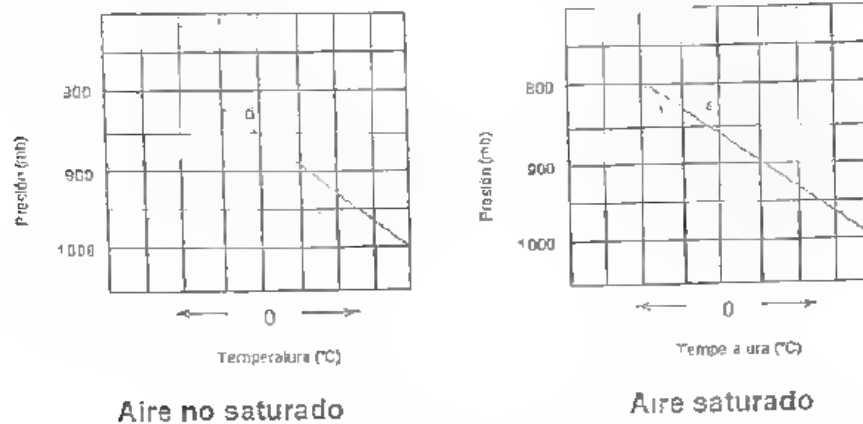


Figura 6.7: Equilibrio Neutro

Equilibrio neutro: si no existe una fuerza neta sobre la parcela desplazada que tienda a moverla en cualquier dirección

En resumen los criterios de estabilidad para las parcelas saturadas y no saturadas se pueden sintetizar :

- a) Aire no saturado.

$GVT < GASE$ (estable)
 $GVT > GASE$ (inestable)
 $GVT = GASE$ (neutro)

- b) Aire saturado

$GVT < GASA$ (estable)
 $GVT > GASA$ (inestable)
 $GVT = GASA$ (neutro)

- d) **Estabilidad Condicional**

Una parcela de aire es **condicionalmente estable** cuando el gradiente vertical de temperatura (GVT) de una capa de aire está entre el GASA y el GASE, es entonces inestable para aire saturado, pero estable para aire no saturado. El gradiente adiabático del aire saturado (GASA) es menor que el gradiente adiabático del aire no saturado (GASE), por lo tanto la inestabilidad ocurre más fácilmente si el aire está saturado.

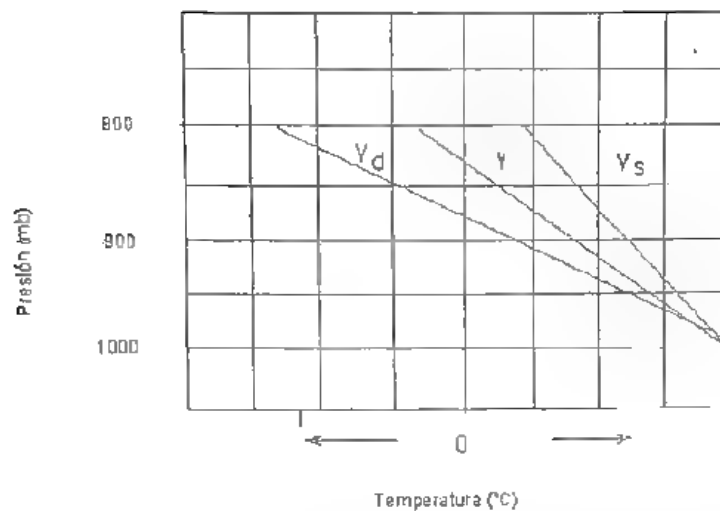


Figura 6.8: Estabilidad del aire seco e inestabilidad del aire saturado

6.8 Diagrama Termodinámico

Los diagramas termodinámicos permiten representar y estudiar gráficamente los procesos adiabáticos a los cuales el aire está sometido. Sus aplicaciones implican:

- Determinación de los parámetros de temperatura y humedad.
- Estudio de los procesos de ascenso y descenso adiabático
- Estudio de propiedades de estabilidad y de inestabilidad de la atmósfera.
- Nivel de condensación.

6.8.1 Cálculo de las presiones de vapor

- Ubicar la parcela de aire con su respectiva temperatura y presión.
- Llevar la parcela de aire por la isoterma hasta el nivel de 622 mb.
- Leer que relación de mezcla corresponde a esta temperatura.
- Leer el valor de la relación de mezcla corresponde a la presión de vapor.

6.8.2 Nivel de Condensación (NC)

El nivel de condensación es el nivel donde la masa ascendente logra tener una temperatura del aire igual a la temperatura de rocío. El NC también se le denomina "Plafond de nubes" y se puede calcular según algunos autores:

$$H = 123 (T_r - T_d) \text{ m}$$

Nota: se considera que la temperatura de rocío disminuye $0.5^{\circ}/100\text{ m}$

El nivel de condensación por medio del diagrama termodinámico se puede encontrar

a) Nivel de condensación por ascenso (NCA)

Es el nivel en el que una burbuja que es forzada a elevarse alcanza la saturación. Para encontrar el NCA se parte del nivel de superficie o de un nivel determinado con las condiciones iniciales de presión (P), temperatura del aire (T_a) y temperatura del punto de rocío (T_d). el NCA se localiza interceptando la relación de mezcla de actual (r) que pasa por la burbuja a la presión P , con la adiabática seca que corresponde a la temperatura T_a de la burbuja y a la presión P .

b) Nivel de convección libre (NCL)

Es el nivel en el cual una burbuja que ha sido forzada a elevarse se convierte en inestable, es decir comienza a encontrarse más caliente que la temperatura ambiente. Para encontrar el NCL se debe conocer primero las condiciones de partida de la burbuja, luego se localiza el NCA y luego se sigue la adiabática saturada hasta que se cruza con la línea de perfil del sondeo.

c) Nivel de equilibrio (NE)

El nivel de equilibrio solo existe si existe el NCL, el NE es el nivel en el que una burbuja forzada a elevarse vuelve a encontrarse más fría que el ambiente y se vuelve estable, para encontrar el NE, primeramente se debe encontrar el NCL y luego continuar por la adiabática saturada hasta que se cruza con la línea del perfil de T_a del sondeo.

d) Nivel de condensación convectivo (NCC)

Es el nivel en el que una burbuja de aire alcanzaría la saturación después de elevarse adiabáticamente. Se localiza en la intersección de la línea de relación de mezcla constante que pasa por el valor de T_d de la burbuja a la presión P , con la línea T_a del sondeo. Normalmente este nivel se asocia con la base de las nubes cumuliiformes (convectivas) producidas por torbellinos turbulentos inducidos térmicamente (convección de masa de aire debido al calentamiento superficial).

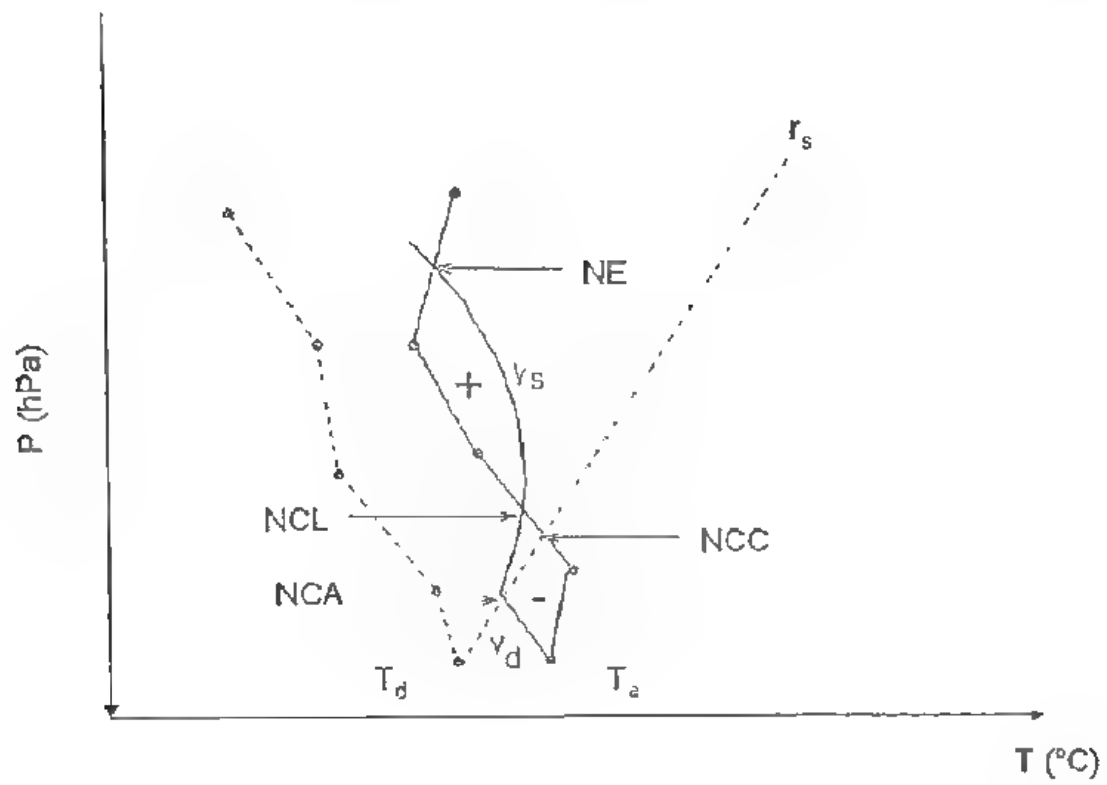
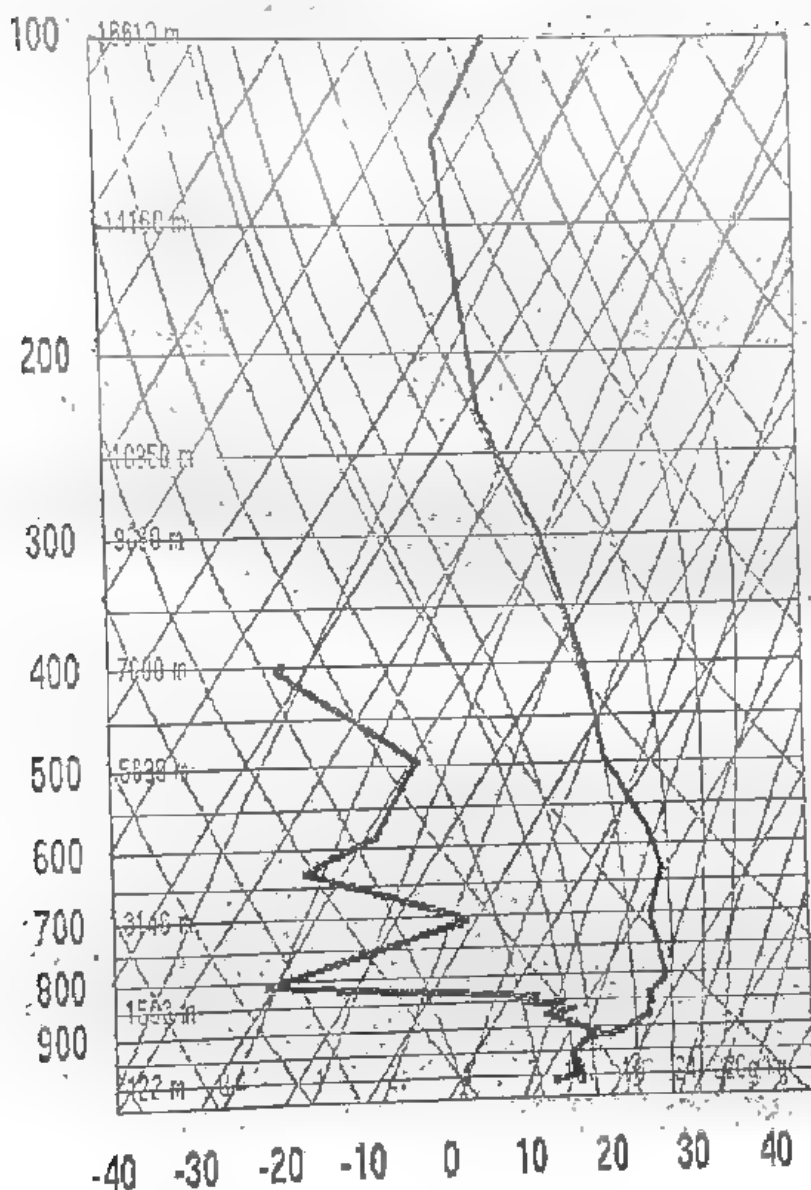


Figura 6.9: Nivel de libre Convección

84628 SPIM Lima-Callao



SLAT 120
 S.LON -771
 SELV 13.00
 SHOW 10.51
 LIFT 13.64
 LFTV 13.48
 SWET 6110
 KINX 130
 CTOT 7.30
 VTOT 2330
 TOTL 3060
 CAFE 000
 CAPV 000
 CNS -121
 CINV -125
 EQLV 951.8
 EQTV 951.5
 LFCT 952.5
 LFCV 953.4
 BRCH 0.00
 BRCV 0.00
 LCLT 285.8
 LCLP 968.2
 MLTH 288.5
 MLMR 9.64
 THCK 5780
 PWAT 1980

122 11 Jun 2003

University of Wyoming

Sounding Station Parameters and Indices

SLAT Station latitude in degrees

SLON Station longitude in degrees, West longitude is negative

SELV Station elevation in meters

SHOW Showalter index

$SHOW = T500 - T_{parcel}$

$T500$ = Temperature in Celsius at 500 mb

T_{parcel} = Temperature in Celsius at 500 mb of a parcel lifted from 850 mb

LIFT Lifted index

$LIFT = T500 - T_{parcel}$

$T500$ = temperature in Celsius of the environment at 500 mb

T_{parcel} = 500 mb temperature in Celsius of a lifted parcel with the average pressure, temperature, and dewpoint of the layer 500 m above the surface

LFTV LIFT computed by using virtual temperature

SWET SWEAT index

$SWET = 12 * TD850 + 20 * TERM2 + 2 * SKT850 + SKT500 + SHEAR$

$TD850$ = Dewpoint in Celsius at 850 mb

$TERM2$ = $MAX (TOTL - 49, 0)$

$TOTL$ = Total totals index

$SKT850$ = 850 mb wind speed in knots

$SKT500$ = 500 mb wind speed in knots

$SHEAR$ = $125 * [SIN (DIR500 - DIR850) + 2]$

$DIR500$ = 500 mb wind direction

$DIR850$ = 850 mb wind direction

KINX K index

$KINX = (T850 - T500) + TD850 - (T700 - TD700)$

$T850$ = Temperature in Celsius at 850 mb

$T500$ = Temperature in Celsius at 500 mb

$TD850$ = Dewpoint in Celsius at 850 mb

$T700$ = Temperature in Celsius at 700 mb

$TD700$ = Dewpoint in Celsius at 700 mb

CTOT Cross Totals index

$CTOT = TD850 - T500$

$TD850$ = Dewpoint in Celsius at 850 mb

$T500$ = Temperature in Celsius at 500 mb

VTOT Vertical Totals index

$VTOT = T850 - T500$

$T850$ = Temperature in Celsius at 850 mb

$T500$ = Temperature in Celsius at 500 mb

TOTL Total Totals index

$TOTL = (T850 - T500) + (TD850 - T500)$

$T850$ = Temperature in Celsius at 850 mb

$TD850$ = Dewpoint in Celsius at 850 mb

T500	= Temperature in Celsius at 500 mb
CAPE	Convective Available Potential Energy (J/kg)
CAPE	$= \text{GRAVITY} * \text{SUMP} (\text{DELZ} * (\text{TP} - \text{TE}) / \text{TE})$
SUMP	= sum over sounding layers from LFCT to EQLV for which (TP - TE) is greater than zero
DELZ	= incremental depth
TP	= temperature of a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere, raised dry adiabatically to the LCL and moist adiabatically thereafter
TE	= temperature of the environment
CAPV	CAPE computed by using <u>virtual temperature</u>
CAPV	$= \text{GRAVITY} * \text{SUMP} (\text{DELZ} * (\text{TVP} - \text{TVE}) / \text{TVE})$
SUMP	= sum over sounding layers from LFCV to EQTV for which (TVP - TVE) is greater than zero
DELZ	= incremental depth
TVP	= <u>virtual temperature</u> of a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere, raised dry adiabatically to the LCL and moist adiabatically thereafter
TVE	= <u>virtual temperature</u> of the environment
CINS	Convective Inhibition (J/kg)
CINS	$= \text{GRAVITY} * \text{SUMN} (\text{DELZ} * (\text{TP} - \text{TE}) / \text{TE})$
SUMN	= sum over sounding layers from top of the mixed layer to LFCT for which (TP - TE) is less than zero.
DELZ	= incremental depth
TP	= temperature of a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere, raised dry adiabatically to the LCL and moist adiabatically thereafter
TE	= temperature of the environment
CINV	CINS computed by using <u>virtual temperature</u>
CINV	$= \text{GRAVITY} * \text{SUMN} (\text{DELZ} * (\text{TVP} - \text{TVE}) / \text{TVE})$
SUMN	= sum over sounding layers from top of the mixed layer to LFCV for which (TVP - TVE) is less than zero.
DELZ	= incremental depth
TVP	= <u>virtual temperature</u> of a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere, raised dry adiabatically to the LCL and moist adiabatically thereafter
TVE	= <u>virtual temperature</u> of the environment
EQLV	Equilibrium level (hPa)
EQLV	= level at which a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere is raised dry adiabatically to the LCL and moist adiabatically to a level above which the temperature of the parcel is the same as the environment. If more than one Equilibrium Level exists, the highest one is chosen.
EQTV	EQLV computed by using <u>virtual temperature</u>
LFCT	Level of Free Convection (hPa) by comparing temperature between a parcel and the environment
LFCT	= level at which a parcel from the lowest 500 m of the atmosphere is raised dry adiabatically to LCL and moist adiabatically to the level above which the parcel is positively buoyant. If more than one LFCT exists, the lowest level is chosen. If the

Sounding Station Parameters and Indices

Página 3 de 3

parcel is positively bouyant throughout the sounding, the **LFCT** is set to be the same as the **LCLP**.

LFCV **LFCT** computed by using virtual temperature

BRCH Bulk Richardson number

$$\text{BRCH} = \text{CAPE} / (0.5 * U^{*2})$$

CAPE = Convective Available Potential Energy

U = magnitude of shear ($u_2 - u_1, v_2 - v_1$)

u1,v1 = average u,v in the lowest 500 m

u2,v2 = average u,v in the lowest 6000 m

BRCV **BRCH** computed by using CAPV

$$\text{BRCV} = \text{CAPV} / (0.5 * U^{*2})$$

CAPV = CAPE computed by using virtual temperature.

U = magnitude of shear ($u_2 - u_1, v_2 - v_1$)

u1,v1 = average u,v in the lowest 500 m

u2,v2 = average u,v in the lowest 6000 m

LCLT Temperature (K) at the LCL, lifted condensation level, from an average of the lowest 500 meters.

$$\text{LCLT} = [1 / (1 / (\text{DWPK} - 56) + \text{LN}(\text{TMPK} / \text{DWPK}) / 800)] + 56$$

LCLP Pressure (hPa) at the LCL, lifted condensation level, from an average of the lowest 500 meters.

$$\text{LCLP} = \text{PRES} * (\text{LCLT} / (\text{TMPC} + 273.15))^{**} (1 / \text{KAPPA})$$

Poisson's

equation

MLTH Mean mixed layer **THTA** (K)

MLTH = average **THTA** in the lowest 500 m

MLMR Mean mixed layer **MIXR** (g/kg)

MLMR = average **MIXR** in the lowest 500 m

THTK 1000 mb to 500 mb thickness (meter)

$$\text{THTK} = (\text{Z500} - \text{Z1000})$$

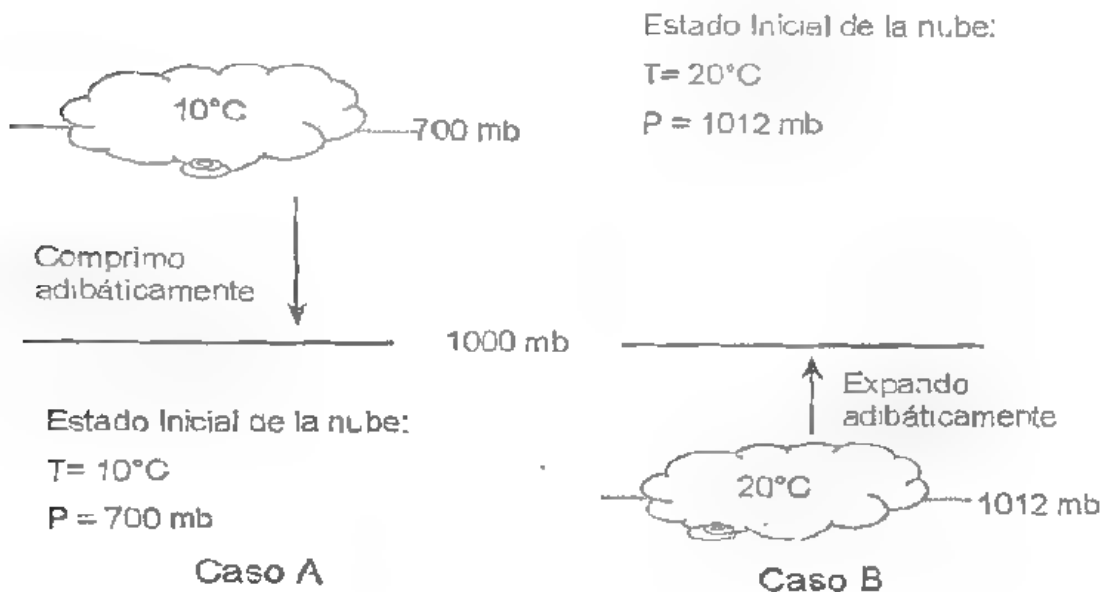
Z500 = Height of the 500 mb surface

Z1000 = Height of the 1000 mb surface

PWAT Precipitable water (mm) for the entire sounding

Problemas Resueltos

1.- Encontrar la temperatura potencial de la nube en el caso A: compresión y en el caso B expansión



Caso A:

Por la ecuación 6.12, tenemos:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.268} = 283 \left(\frac{1000}{700} \right)^{0.268} = 311.39 \text{ }^{\circ}\text{K}$$

Caso B:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.268} = 293 \left(\frac{1000}{1012} \right)^{0.268} = 292.06 \text{ }^{\circ}\text{K}$$

2.- Una masa de aire seca asciende en la atmósfera adiabáticamente desde los 1000 mb con una temperatura de 10°C hasta los 500 mb. Calcular el volumen específico inicial de la parcela de aire y la temperatura con la que llega la masa de aire al nivel de 500 mb.

a) Por la ecuación general de los gases, podemos calcular el volumen específico inicial, tenemos:

$$\alpha = \frac{R_d T}{P}$$

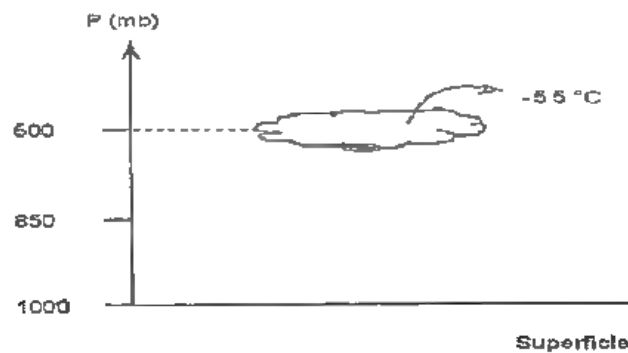
$$\alpha = \frac{287 \frac{\text{J}}{\text{kg}^\circ\text{K}} (283^\circ\text{K}) \frac{\text{Nxm}}{\text{J}}}{1000 \text{mb} \frac{\frac{\text{N}}{\text{m}^2}}{\text{mb}}} = 0.8122 \frac{\text{m}^3}{\text{kg}}$$

b) Por la ecuación 6.11 y la ecuación de estado podemos calcular la temperatura al llegar al nivel de 500 mb.

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{0.268}$$

$$\frac{283}{T_1} = \left(\frac{1000}{500} \right)^{0.268} \quad T_1 = 235.03^\circ\text{K}$$

3.- Calcular la temperatura potencial de la parcela de aire que se encuentra en el nivel de 500 hPa



$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.268} = (273 - 5.5) \left(\frac{1000}{500} \right)^{0.268} = 322.1 \text{ } ^\circ\text{K}$$

4 - Si la temperatura del aire es -10°C , indicar el tipo de estabilidad de la atmósfera de la pregunta anterior.

Capítulo VII: Condensación y Precipitación

7.1 Condensación

Es la transición del agua en estado de vapor al estado líquido. El proceso de condensación ocurre cuando el aire húmedo alcanza el punto de saturación.

Cuando la temperatura del aire desciende la humedad atmosférica se condensa sobre superficie de objetos terrestres (hojas de las plantas, carrocería de los autos, etc) originando el **Rocío**.

Núcleos de Condensación (NC)

Son cuerpos o sustancias higroscópicas en cuyas superficies el vapor de agua se condensará.

Nucleación homogénea: si la condensación ocurre sobre la superficie de una partícula de agua.

Nucleación heterogénea: si la condensación ocurre sobre la superficie de una partícula que no es agua.

Pueden ser núcleos de condensación:

- Sales marinas (el aire oceánico contiene 1 millón de NC/lit y el aire continental entre 5 y 6 millones de NC/lit).
- En general pueden ser NC partículas higroscópicas (tierra, polen, residuos de combustión) muy pequeñas (0.001μ de radio) con gran grado de sobresaturación (efecto de la sustancia disuelta) o partículas grandes (10μ de radio) que no alcancen necesariamente la saturación (efecto de la sustancia disuelta).

7.2 Visibilidad

Mayor distancia horizontal hasta donde son reconocibles objetos o detalles del paisaje por un observador de vista normal que los haya contemplado a la luz del día.

Bruma: Se llama bruma al enturbiamiento de la atmósfera producido por partículas higroscópicas en suspensión que reducen la visibilidad (arena, humo, partículas de sal, gotitas de agua). Se distinguen dos tipos de bruma:

- a) Bruma seca o calima: formada por partículas sólidas.
- b) Bruma húmeda: formada por gotitas de agua.

o.1) Niebla: se llama niebla al fenómeno producido por la presencia de numerosas gotitas de agua (a veces cristales de hielo) que flotan en el aire, dentro de una capa próxima al suelo y en donde la visibilidad se reduce a menos de 1 km. Las nieblas se caracterizan por un alto grado de humedad relativa muy próxima al 100%.

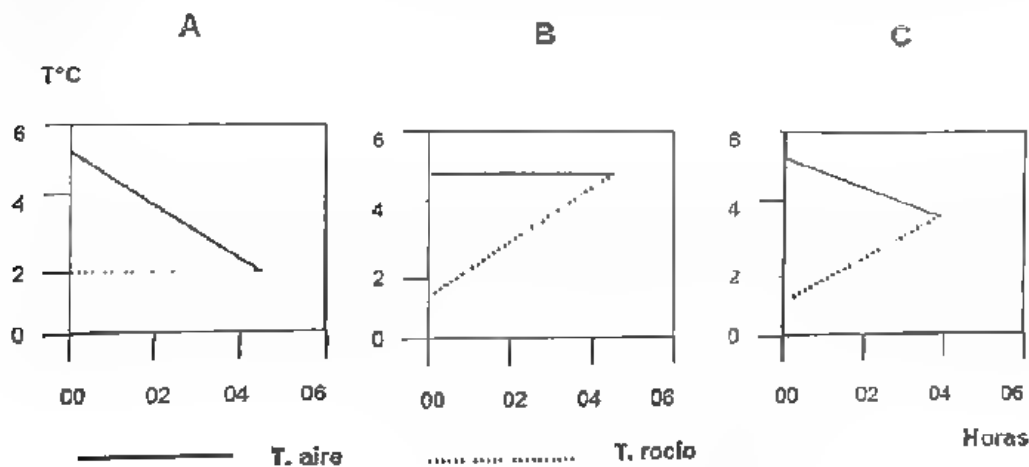
b.2) **Neblina:** Se llama neblina al fenómeno producido por la presencia de gotitas de agua en la atmósfera cercana a la superficie terrestre y en donde la visibilidad es mayor de 1 km pero menor a 9 km.

7.2.1 Formación de Niebla

El aire que tenga una humedad relativa alta puede alcanzar la saturación de dos formas:

- a) **Enfriamiento** (disminución de la temperatura del aire)
- b) **Adición de vapor de agua** (aumento del vapor de agua actual)
 - a) El **enfriamiento** puede ocurrir debido a:
 - a.1) Irradiación nocturna.
 - a.2) Advección de aire sobre una superficie más fría.
 - a.3) Por ascenso orográfico.
 - a.4) Por evaporación de la precipitación al encontrarse atravesando la atmósfera.
 - b) La **adición del vapor de agua** puede ocurrir debido a:
 - b.1) Evaporación de la precipitación.
 - b.2) Evaporación de fuentes de agua expuestas al medio ambiente.

A continuación se esquematiza mediante tres situaciones el comportamiento de la temperatura del aire y de la temperatura de rocío en un proceso de formación de niebla.



Formación de Nieblas

En la situación **A**, la niebla se produce por enfriamiento del aire al disminuir la temperatura del aire hasta lograr la saturación.

En la situación **B**, la niebla se produce por adición de vapor de agua al aumentar la temperatura de rocío hasta lograr la saturación.

En la situación **C**, la niebla se produce por enfriamiento y por adición de vapor de agua.

7.2.3 Disipación de la Niebla

La niebla se puede disipar por:

- a) **Calentamiento** (aumento de la temperatura del aire).
- b) **Sustracción del vapor de agua** de la atmósfera (aumento del vapor de agua actual).
 - a) El **calentamiento** puede ocurrir debido a:
 - a.1) Radiación solar durante el día.
 - a.2) Advección de aire sobre una superficie más caliente.
 - a.3) Por subsidencia (movimientos descendentes o transporte turbulento de calor hacia abajo).
 - b) La **sustracción de vapor de agua** puede ocurrir:
 - b.1) Mezcla turbulenta de la capa de niebla con otra capa superior con menos humedad.
 - b.2) Condensación del vapor de agua en forma de rocío o escarcha.

7.3 Nubes

Conjunto visible de gotas de agua o diminutos cristales de hielo que se encuentran en suspensión en la atmósfera. Las nubes se presentan bajo una gran variedad de formas, para su descripción intervienen los criterios de forma, altura, origen y propiedades.

7.3.1 Clasificación de las nubes

a) Por su forma:

Cumuliiformes	Estratiformes	Cirriiformes.
---------------	---------------	---------------

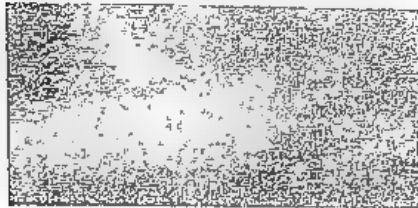
b) Por su altura

	Regiones Polares	Reg. Templadas	Reg. Tropicales
Nubes altas	3 a 4 km	5 a 13 km	6 a 18 km
Nubes medias	2 a 4 km	2 a 7 km	2 a 8 km
Nubes bajas	Desde la superficie terrestre hasta los 2 km		

7.3.2 Tipos o géneros de nubes

Cirrus (Ci)
Estratocúmulos (Sc)
Estratos (St)
Cúmulus (Cu)
Cumulusnimbus (Cb)

Nimbostratos (Ns)
Cirrocumulus (Cc)
Cirrostratos (Cs)
Alto-cúmulos (Ac)
Altostratus (As)



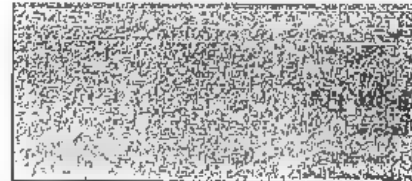
Estratos



Alto-cúmulos

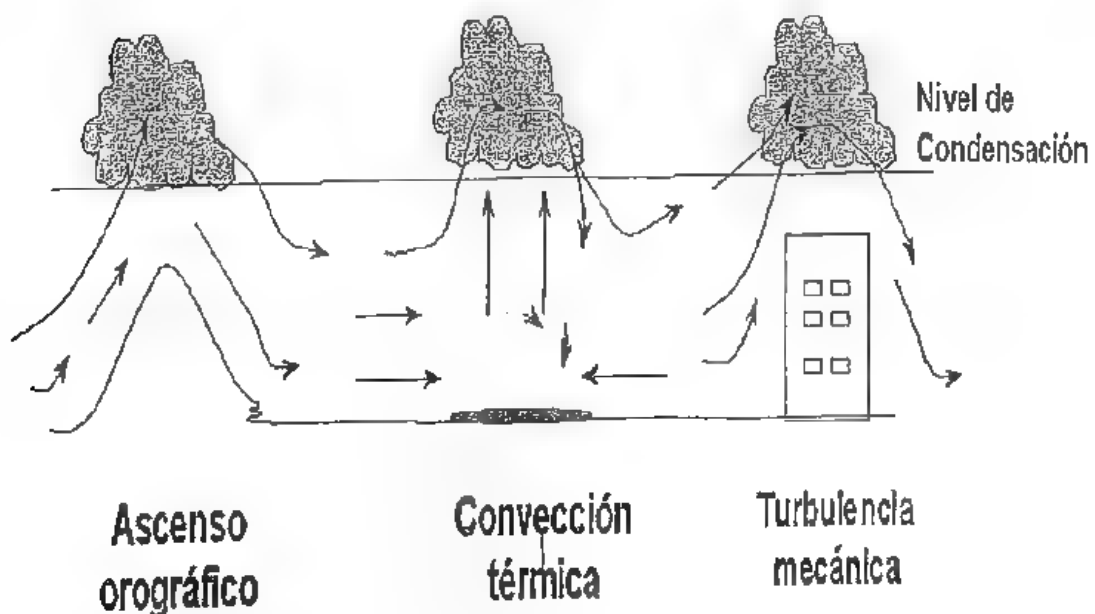


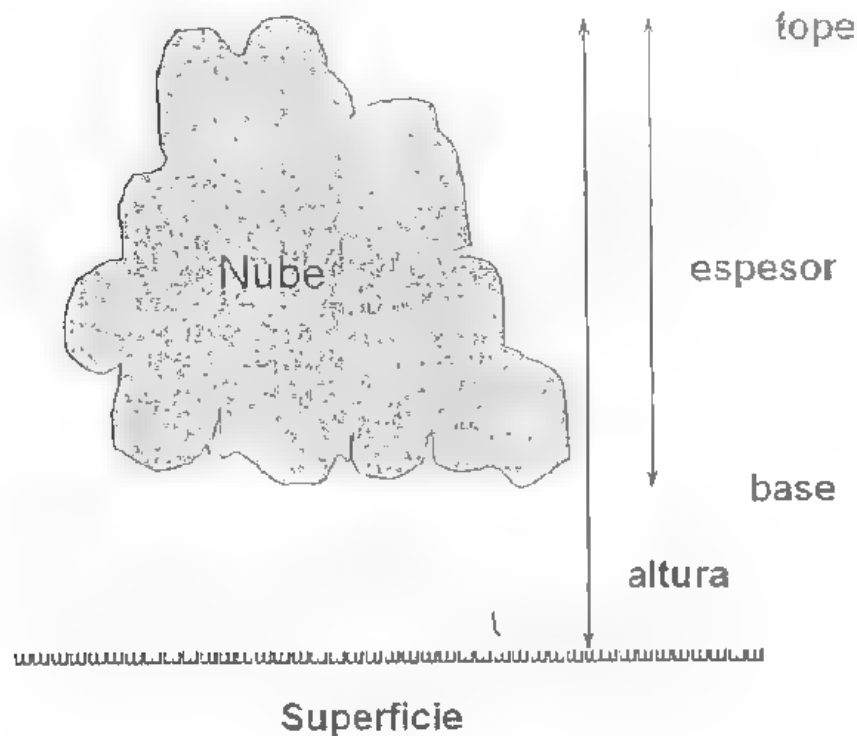
Cumulusnimbus



Cirruscúmulos

7.3.3 Formación de la Nube





7.4 Precipitación

Es la caída de agua en estado sólido o líquido proveniente de las nubes sobre la superficie de la tierra.

La definición de precipitación no abarca la formación de rocío ni la escarcha.

El rocío es la condensación del vapor de agua y la escarcha es la sublimación del vapor de agua.

Tipos de Precipitación

Tipos de Precipitación	Características de la Precipitación
Lluvia (rain)	PP en forma de gotas de agua de $d > 0.5$ mm.
Llovizna (drizzle)	PP en forma de gotas de agua de $d < 0.5$ mm. En las costas Sudamericanas recibe el nombre de "Garúa".
Nieve	PP de gránulos de hielos blancos y opacos esféricos o cónicos.
Granizo	Trozos de hielo (pedrisco) de $d: 5 - 50$ mm.
Chubasco	Intensa precipitación de lluvia o nieve.

Teoría de la Precipitación

- a) **Teoría de la Coalescencia:** trata de las precipitaciones desde nubes compuestas de agua líquida.

La teoría sustenta que la gota de agua de la nube llega al tamaño de gota de lluvia debido a las coaliciones de las gotas entre ellas (Figura 7.1).

- b) **Teoría de Bergeron:** trata de las precipitación proveniente de nubes mixtas es decir nubes formadas por cristales de hielo y por gotas de agua subfundida.

La teoría sustenta que el cristal de hielo crece a expensas el vapor de agua producto de la evaporación del agua de las gotas subfundidas, finalmente los cristales de hielo que terminan creciendo y precipitando por efecto de la fuerza de gravedad (Figura 7.2).

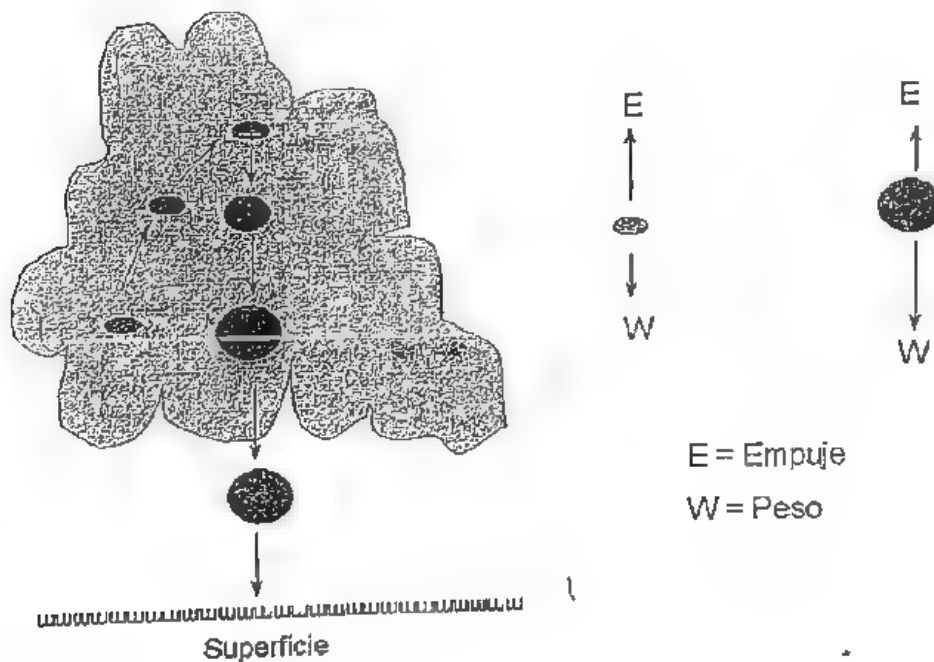


Figura 7.1: Teoría de la Coalescencia

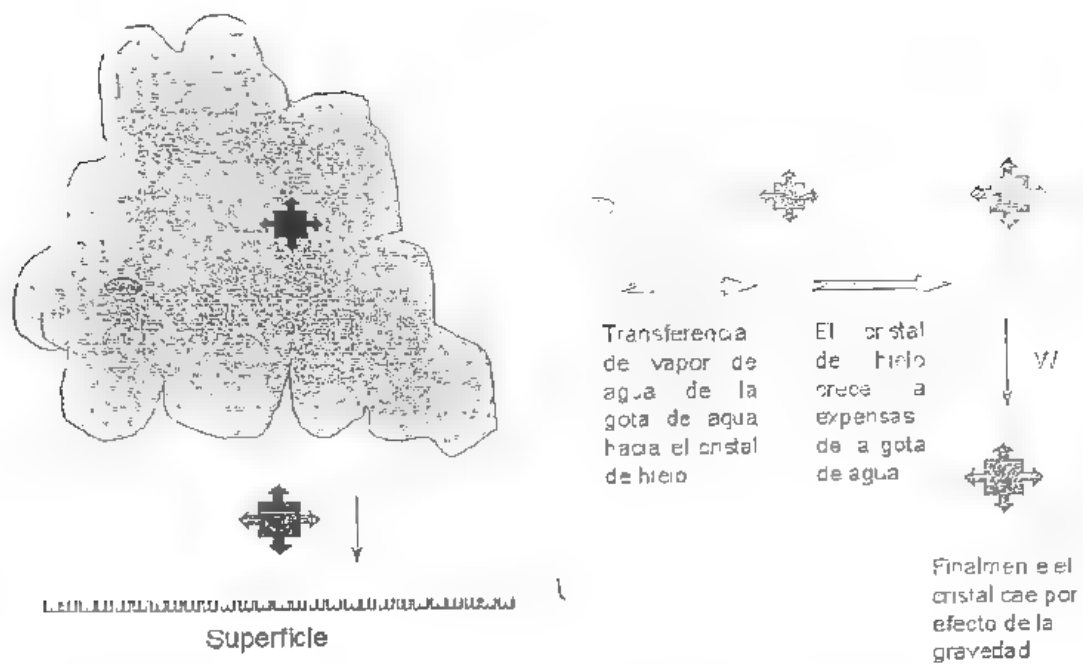
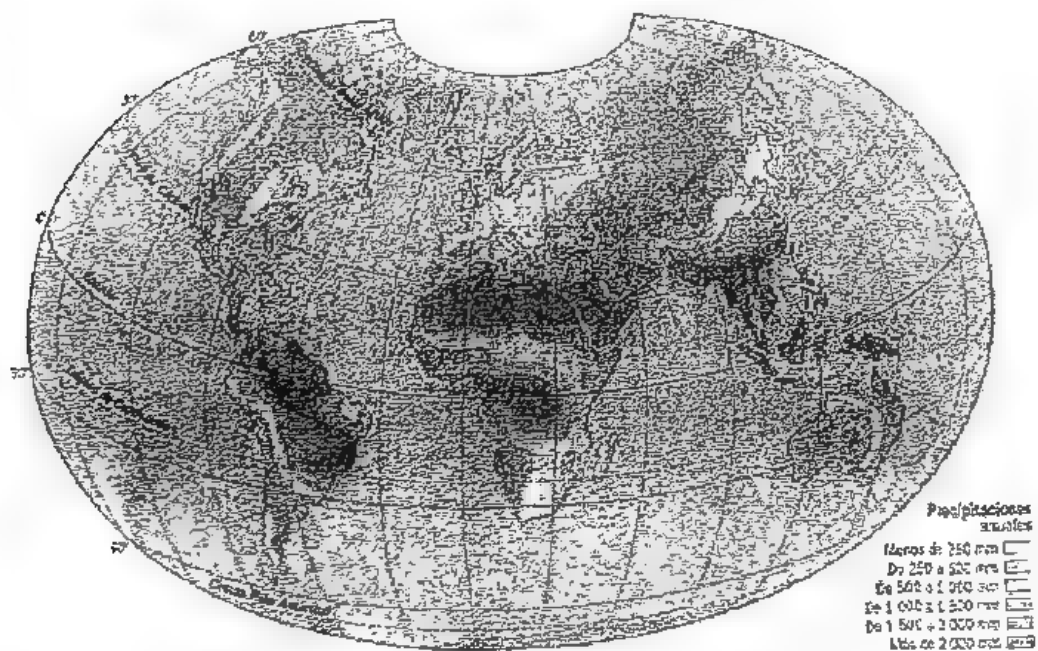


Figura 7.2: Teoría de Bergeron

7.5 Distribución espacial de la precipitación



7.6 Tormentas

Perturbaciones atmosféricas de 1 a 2 horas de duración, producto de una gran convección, cuyas características atmosféricas son:

- Chubascos (lluvia o granizo)
- Granizo
- Vientos fuertes
- Relámpagos y truenos.

7.6.1 Condiciones de Formación de la Tormenta:

- Inestabilidad
- Humedad atmosférica

7.6.2 Etapas de desarrollo de una tormenta

Etapas de desarrollo: la nube se encuentra más caliente que el aire que la rodea, existen movimientos ascendentes e inestabilidad. El vapor de agua de la nube se condensa formándose gotas de agua y/o cristales de hielo que van aumentando su tamaño por la teoría de la Coalescencia y de Bergeron, manteniéndose dentro de la nube debido a la fuerza ascensional.

Etapas de madurez: comienza cuando la precipitación se produce, es decir cuando el peso de las gotas vence la fuerza ascensional dentro de la nube. En esta etapa coexisten corrientes ascendentes y descendentes existiendo turbulencia.

Etapas de disipación: predominan las corrientes descendentes, la lluvia cesa y la nube se disipa.

Cumulonimbus (tipo Incus = yunque)

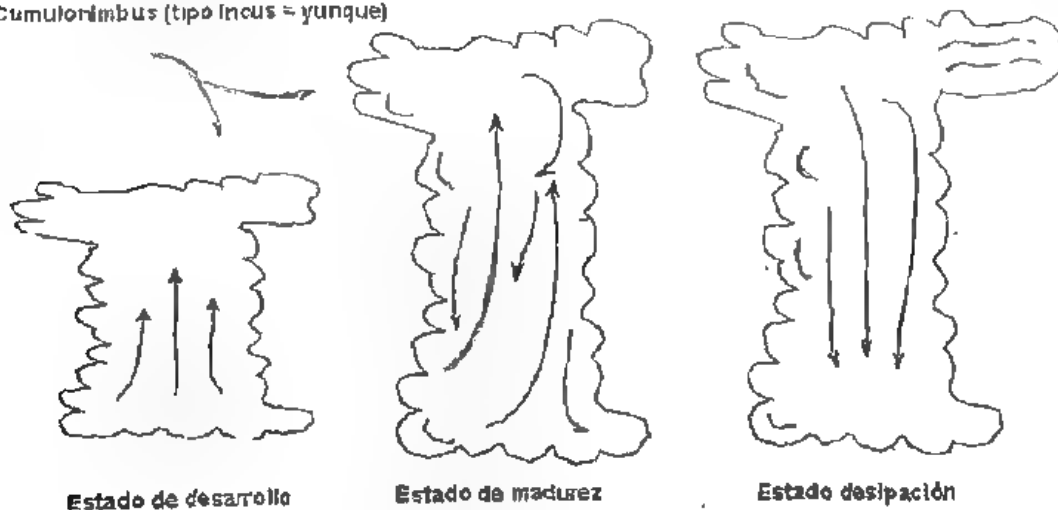
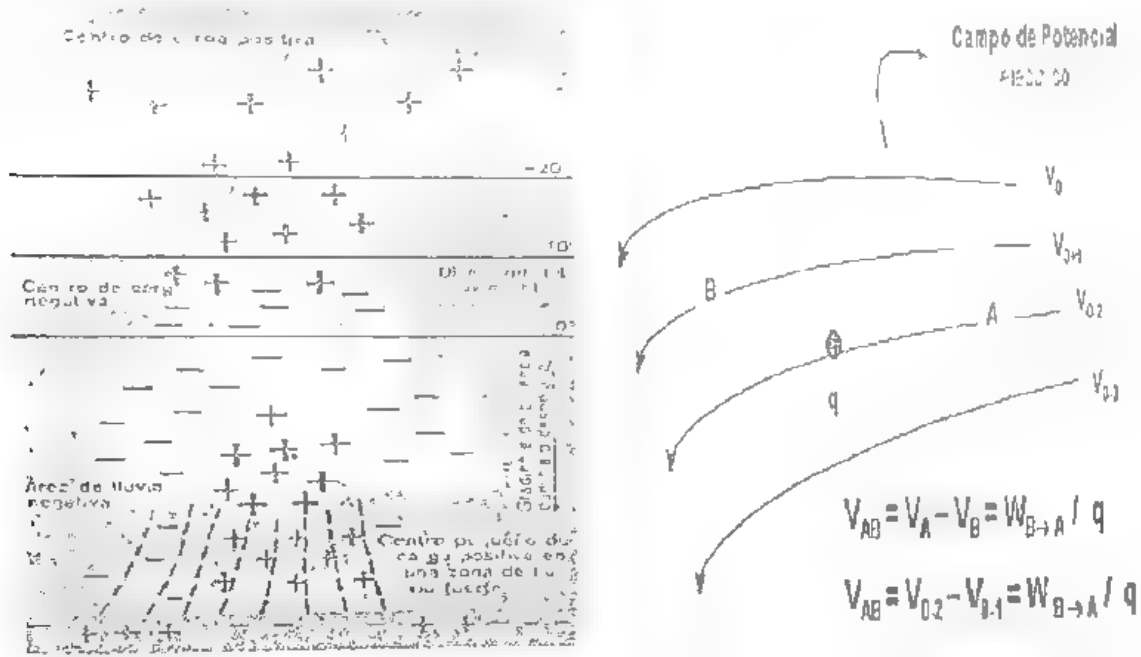


Figura 7.3: Estados de una tormenta

7.6.3 Estructura eléctrica de una tormenta

Durante el desarrollo de una tormenta la carga eléctrica terrestre (negativa) tiene influencia sobre los fenómenos atmosféricos.



Distribución de cargas eléctricas en una nube de tormenta.

Campo de potencial eléctrico

Figura 7.4: Estructura eléctrica de una tormenta.

Rayo: Descarga o chispa eléctrica de gran intensidad que se origina por la atracción de cargas eléctricas contrarias existentes en la atmósfera. El rayo puede darse dentro de una nube tormentosa, entre dos nubes o entre una nube y el suelo. Para que se produzca una descarga eléctrica en la atmósfera es necesario que exista una diferencia de potencial entre 10,000 y 30,000 voltios

Relámpago: Fenómeno luminoso que acompaña a un rayo. El relámpago es causa de la brusca dilatación que experimenta el aire por su calentamiento (el cual puede llegar a alcanzar los 30,000 °C)

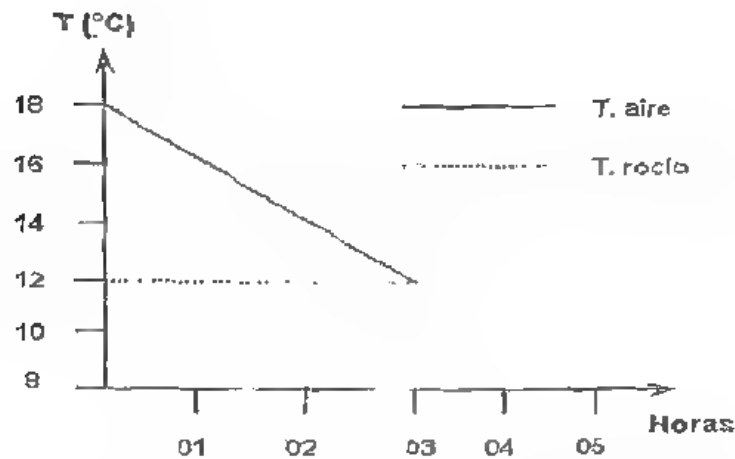
Trueno: Sonido producido por un relámpago.

Nota:

Diferencia de Potencial: una carga eléctrica (+) viajará de la zona de alto potencial a una zona de bajo potencia. Por lo tanto surge el concepto de diferencia de potencial entre "A" y "B", como el trabajo que debe desarrollar un agente externo por cada unidad de carga (q) para trasladarla desde B hacia A.

Problemas

1.- De acuerdo a la siguiente figura responder "V" o "F".



- (F) La condensación ocurre a las 02 horas.
- (V) Hacia las 03 horas puede ocurrir niebla o neblina.
- (F) La posible formación de niebla ocurre por aumento de la humedad atmosférica
- (F) A las 01 horas las presiones de vapor son iguales.
- (F) La posible formación de niebla ocurre por aumento de la presión de vapor de saturación (e_s).
- (F) La posible formación de niebla ocurre por aumento de la presión de vapor actual (e)

2.- Según la teoría de la precipitación , responda "V" o "F".

- (V) La **Teoría de la Coalescencia**: trata de las precipitaciones desde nubes compuestas de agua líquida.
- (F) La **Teoría de Bergeron** , sustenta que la gota de agua de la nube llega al tamaño de gota de lluvia debido a las coaliciones de las gotas entre ellas
- (V) Una nube mixta es una nube formada por cristales de hielo y agua subfundida.
- (F) La **Teoría de Bergeron**, trata de las precipitación proveniente de nubes homogéneas.
- (V) La **Teoría de Bergeron**, sustenta que el cristal de hielo crece a expensas del vapor de agua producto de la evaporación del agua de las gotas subfundidas.
- (F) La **Teoría de Bergeron**, explica la formación del rocío y de la escarcha.

Capítulo VIII: Circulación General de la atmósfera

8.1 Viento

Se denomina viento al movimiento horizontal del aire, este movimiento es originado por las siguientes fuerzas:

- Fuerza de fricción
- Fuerza de Coriolis
- Fuerza Centrífuga
- Fuerza del gradiente de presión

El viento se puede caracterizar mediante la velocidad y la dirección del viento.

- La velocidad del viento es la distancia que recorre una parcela de aire en su movimiento horizontal en un espacio de tiempo.

m/s , km/hora, nudos, m/s.

Se denomina ráfaga cuando en un periodo de 10 minutos la velocidad del viento es de 20 nudos mayor que el promedio.

- La dirección del viento corresponde a la dirección de procedencia (de donde viene). La dirección del viento se analiza con la rosa de los vientos.

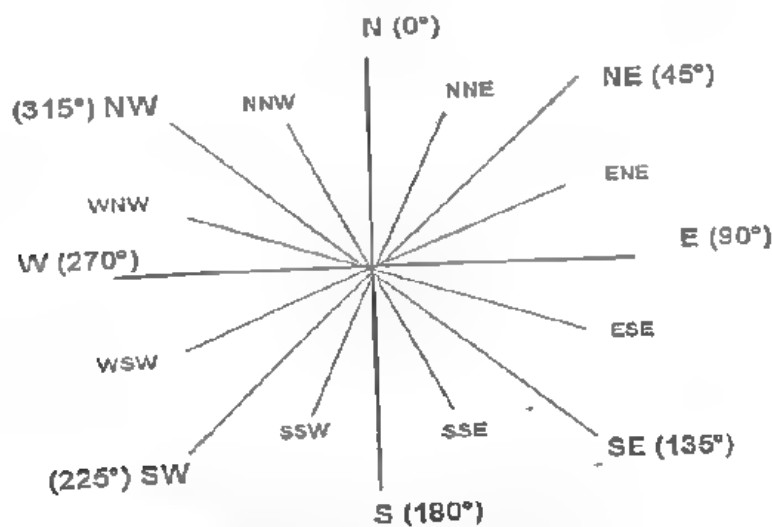


Figura 8.1: Rosa de los vientos

Ejemplo: 250/20 nudos, 250 corresponde a la dirección del viento (wsw) y 20 nudos a la velocidad.

8.1.1 La fuerza de fricción (F_r).- Es producida por el roce del aire con la superficie terrestre al desplazarse en forma horizontal, su influencia con la altura va decreciendo hasta desaparecer. Igualmente la fuerza de rozamiento hace que disminuya la velocidad del viento por debajo del valor geostrofico.

Como consecuencia, el viento sigue una trayectoria es espiral, llamada "Espirál de Ekman (Figura 8.2)

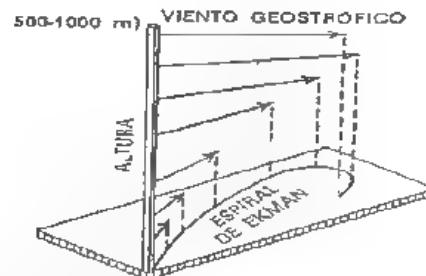


Figura 8.2: Descripción del vector viento con la altura; Espiral de Ekman (Barry,1980)

8.1.2 La fuerza de Coriolis (F_c).- es una fuerza que aparece como resultante de la rotación de la tierra, su valor es proporcional a la velocidad del viento.

$$F_c = V \cdot 2\Omega \cdot \sin \varphi \quad \dots 8.1$$

$$F_c = V \cdot f_c$$

f_c = parámetro de Coriolis = $2\Omega \cdot \sin \varphi$

Ω = velocidad angular de la tierra = $2\pi / 24 \text{ horas} = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

φ = latitud

La fuerza de Coriolis influye en todos los fenómenos de traslación que se realizan sobre la superficie de la tierra (debido a su movimiento de rotación) desvía la masa de aire hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio

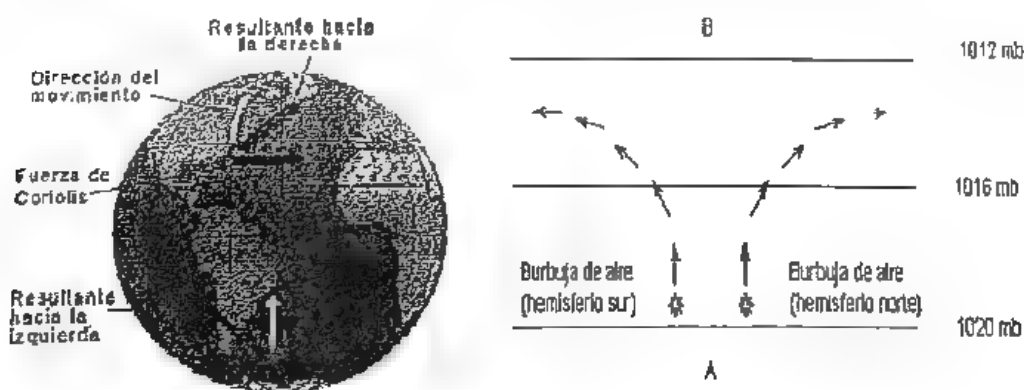


Figura 8.3: Desvío de una parcela de aire debido a la fuerza de Coriolis (izquierda: Senamhi 2002; derecha: V.Calle 2002).

8.1.3 La fuerza del gradiente de presión ($-\alpha \nabla P$).- La fuerza del gradiente de presión se origina por la diferencia en la presión atmosférica entre dos puntos, conocida como la componente horizontal de la fuerza del gradiente presión. Las

diferencias de presiones que pueden ser debidas a causas mecánicas o térmicas, controlan los movimientos horizontales de las masas de aire. El gradiente de presión es la fuerza que ocasiona el movimiento del aire desde las zonas de altas presiones hacia las bajas presiones. El gradiente de presión por unidad de masa, perpendicular a las isobaras se expresa matemáticamente como:

$$\nabla P = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn} \quad \dots 8.2$$

donde:

ρ = densidad del aire

dp/dn = gradiente horizontal de presión

Cuanto más juntas estén las isobaras, más intenso será el gradiente de presión y mayor la velocidad del viento. La fuerza del gradiente de presión es también inversamente proporcional a la densidad del aire.

8.1.4 La fuerza centrífuga. (F_{cf}) .- Todos los cuerpos que se mueven siguiendo una trayectoria curva se ven sometidos a una aceleración dirigida hacia su centro de rotación llamada aceleración centrípeta y originando la fuerza centrípeta. Esta fuerza es equilibrada por una fuerza de igual magnitud pero de sentido contrario llamada fuerza centrífuga (F_{cf}). La aceleración centrífuga (cf) se expresa:

$$cf = \frac{V^2}{r} \quad \dots 8.3$$

donde:

V = velocidad de la parcela en movimiento

r = radio de la curvatura de la trayectoria de la burbuja de aire en movimiento.

La fuerza centrífuga es la masa por la aceleración centrífuga por lo tanto la expresión para la fuerza centrípeta (F_{cf}) es:

$$F_c = \frac{mV^2}{r} \quad \dots 8.4$$

m = es la masa de la parcela en movimiento

8.2 Movimientos debido a las cuatro fuerzas

8.2.1 Viento Real.- Es el viento que se tiene cerca de la superficie producto del equilibrio de tres fuerzas: fuerza del gradiente de presión, fuerza de Coriolis y fuerza de rozamiento.

Viento cerca de la superficie

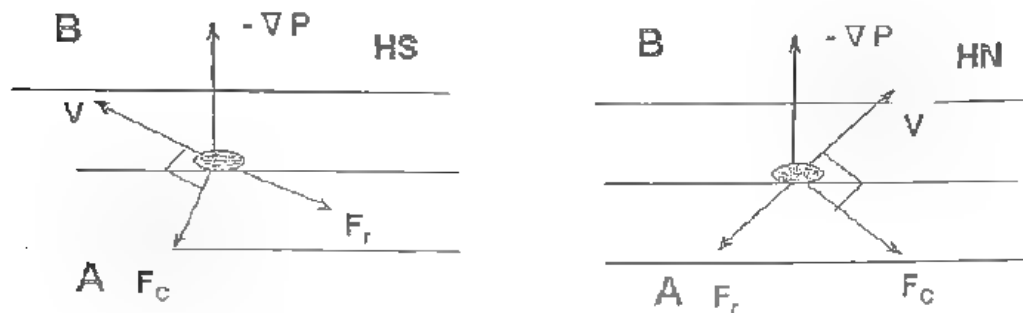


Figura 8.4: Viento cerca de la superficie

De la Figura 8.4 podemos observar que.

V con F_c , forman 90°

V con F_r , forman 180°

8.2.2 Viento geostrófico..- Es el viento que existe en la atmósfera superior donde el movimiento es hidrostático, sin aceleración y sin fricción. El viento geostrófico aparece como consecuencia de la desaparición de la fuerza de fricción originándose un viento que es paralelo a las isobaras, como resultante de un balance entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de gradiente de presión.

Viento en altura

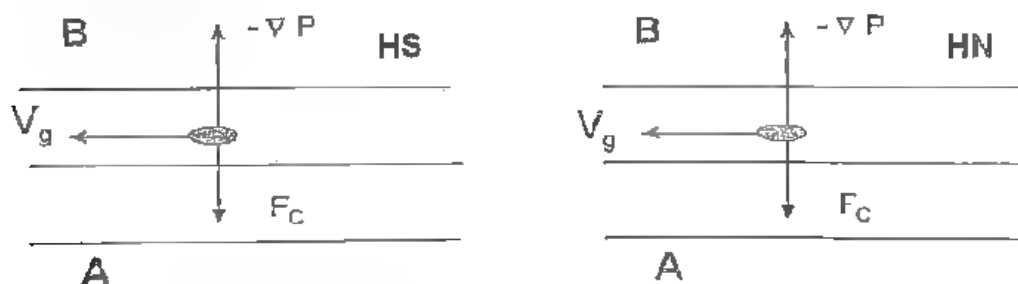


Figura 8.5: Viento geostrófico

De la Figura 8.5 podemos observar que:

- V_g con F_c , forman 90°
- El viento geostrófico se puede expresar mediante la ecuación:

$$V_g = \frac{\alpha}{f} \nabla P = \frac{\alpha}{f} \frac{\partial P}{\partial n} \quad .8.5$$

Donde:

V_g = es la velocidad del viento geostrófico.

$\partial P / \partial n$ = gradiente de presión (∂n , es la distancia perpendicular entre las dos isobaras).

α = es el volumen específico del aire

f = es el parámetro de Coriolis

De la expresión 8.5 podemos decir:

- La velocidad del viento es mayor cuanto menor es la distancia entre isobaras.
- Para igual gradiente de presión (variación de la presión en una determinada distancia, en la fórmula), el viento geostrófico es mayor cerca de los polos que cerca del Ecuador.
- La fórmula de viento geostrófico no debe aplicarse en latitudes menores a 15° N y S, ya que cerca del Ecuador la fuerza de Coriolis llega a ser casi nula y su actuación es despreciable.
- El viento deja las bajas presiones a su derecha (izquierda) en el Hemisferio Sur (Norte). Esta expresión da origen a la ley barométrica del viento o de **Buys-Ballot** (meteorólogo Holandés), como consecuencia del viento geostrófico. La ley dice: Un observador de espaldas a la dirección de donde viene el viento, tendrá a su derecha las altas presiones (Hemisferio norte) y las tendrá a su izquierda en el hemisferio sur (Figura 8.6).

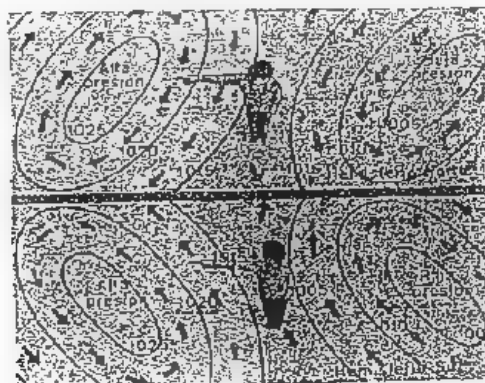


Figura 8.6: Ley de Buys-Ballot (Atlas de Meteorología 1979)

También podemos escribir las componentes del viento geostrófico:

$$U_g = -\frac{\alpha}{f} \frac{\partial P}{\partial y} \quad \dots 8.6 \text{ (componente zonal)}$$

$$V_g = \frac{\alpha}{f} \frac{\partial P}{\partial x} \quad \dots 8.7 \text{ (componente meridional)}$$

8.2.3 Viento Gradiente.- Viento que circula entre las isobaras y que es equilibrado por la fuerza gradiente de presión ($-\alpha \nabla P$), la fuerza de Coriolis (F_c) y la fuerza centrífuga (F_{cf})

Tenemos dos casos: cuando el giro es anticiclónico y cuando el giro es ciclónico. La Figura 8.7 muestra ambas circulaciones para el hemisferio sur. La figura 8.8 muestra ambas circulaciones para el hemisferio norte.

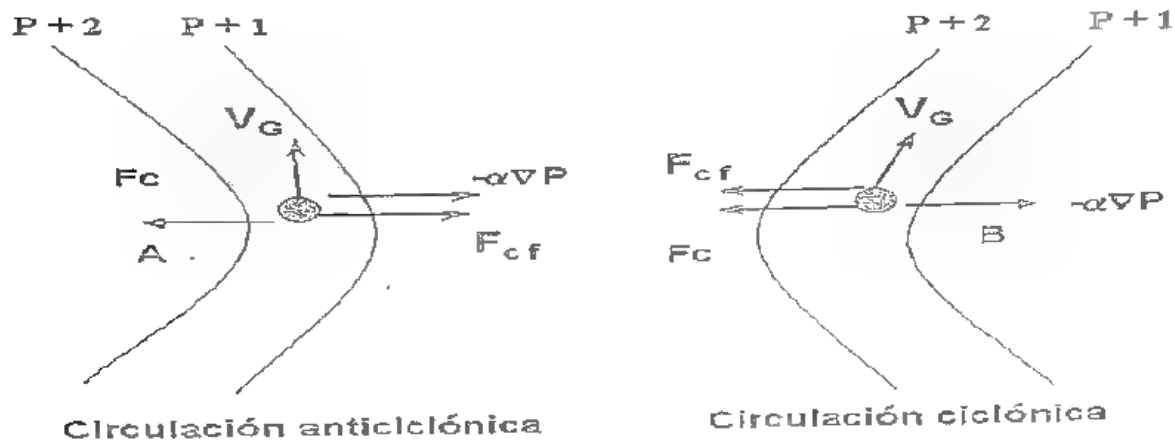


Figura 8.7 : Viento Gradiente para el hemisferio sur

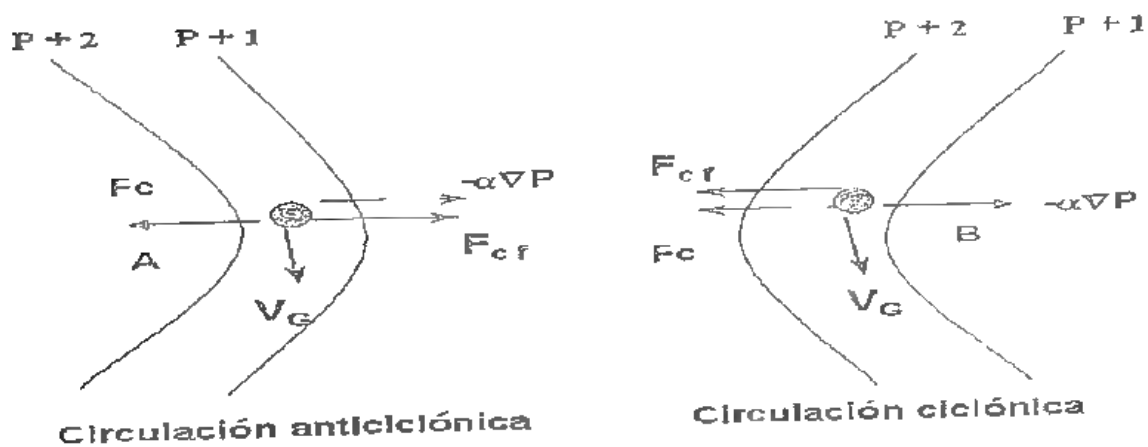


Figura 8.8 : Viento Gradiente para el hemisferio norte

El rozamiento o fricción del aire contra la superficie terrestre, produce disminución de la velocidad del viento. Como consecuencia, la fuerza de presión desvía la partícula de aire hacia las bajas presiones. Es por ello que cerca del suelo, el viento real sopla siempre inclinado respecto de las isobaras y dirigido hacia la baja presión. El ángulo existente entre el viento de superficie (medido a 10 m de altura) y las isobaras, depende de la rugosidad del suelo. El ángulo que el viento forma con las isobaras suele ser de 5 a 10° en áreas oceánicas y de 30° a 45° sobre la tierra.

La Figura 8.9 muestra como el aire se desvía hacia las bajas presiones por efecto del rozamiento con la superficie terrestre en el hemisferio sur.

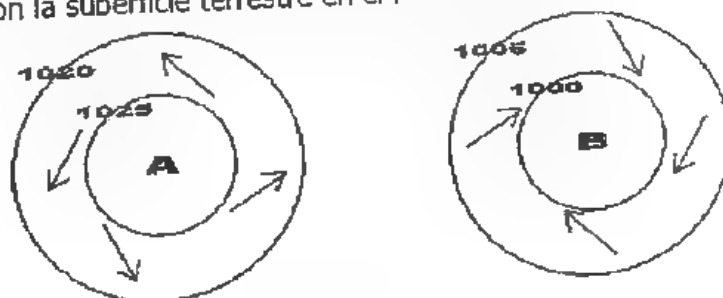
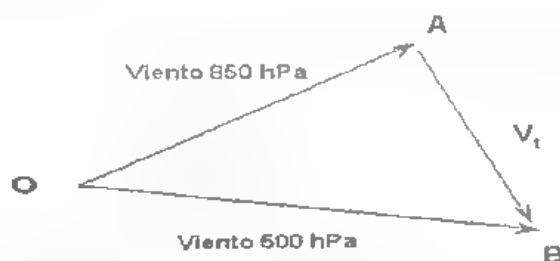


Figura 8.9 : Viento Gradiente cerca de la superficie para el hemisferio sur

8.2.4 Viento Térmico.- La diferencia vectorial entre el viento observado en la base y el viento observado superior de la capa es el viento térmico de esta capa. También se considera como el viento vectorial que es necesario añadir al viento de la base de la capa para obtener el viento del límite superior .



Flecha OA viento en el nivel inferior.
 Flecha OB viento en el nivel superior
 Flecha AB representa el viento térmico V_t

Figura 8.10: Viento térmico

La flecha **AB** representa el viento térmico V_t en dirección y velocidad, se puede por lo tanto calcular gráficamente el viento térmico conociendo el viento en la base inferior y en el viento en la capa superior.

8.4 Circulación General de la atmósfera

Se denomina Circulación General de la Atmósfera a la distribución de vientos y presiones observados a gran escala que persisten durante todo el año o se repiten estacionalmente o periódicamente. Esta descripción se suele hacer en términos estadísticos y se basa sobre la evolución de aquellas componentes del movimiento, que existen luego de efectuarse el promedio de los campos tanto temporales como espaciales. Existen dos causas principales de esta distribución de vientos y presiones:

- el exceso de **radiación solar** sobre las regiones ecuatoriales.
- el déficit de **momento angular** de la atmósfera en los polos debido a la rotación de la tierra existiendo también un exceso de momento angular en el ecuador.

Para balancear esta diferencia de calor y de momento angular en la atmósfera, existe una circulación en el **plano meridional** que realiza el mecanismo de transporte. El transporte se origina con el ascenso de masas de aire en la región ecuatorial para luego retornar hacia el ecuador, a estos movimientos meridionales se les conoce como con el nombre de celda de **Hadley** en la región Tropical. Existe un mecanismo de

transporte similar entre latitudes medias conocida como célula indirecta de Ferrel y en altas latitudes tenemos la célula directa Polar (Figura 8.11, izquierda).

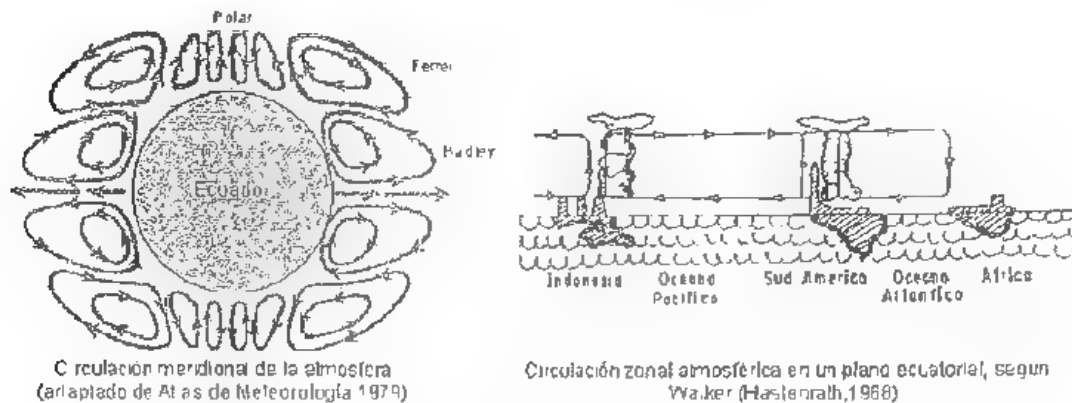


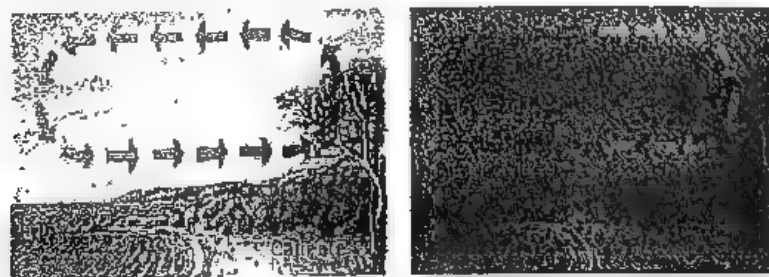
Figura 8.11: Circulación Atmosférica (Calle 2002)

Existe también en la atmósfera una circulación en el **plano zonal**. En condiciones normales, los vientos superficiales conocidos con el nombre de **alisios** fluyen de este a oeste y transportan aire caliente y húmedo, cuando éstas masas de aire convergen y ascienden se forman las nubes de tipo cumuliforme, típicas de las regiones tropicales y que dan origen a precipitaciones. A alturas más elevadas el aire retorna hacia el este donde desciende y luego cierra el circuito, a ésta circulación se le conoce con el nombre de celda de circulación **Walker** (Figura 8.11, derecha).

8.4.1 Movimientos de la masa de aire debido al gradiente de temperatura y presión atmosférica

El movimiento que adquiere la masa de aire debido al cambio de gradiente de temperatura y presión presenta algunas circulaciones características:

- **Brisas de costa:** durante el día, el suelo y el aire en contacto con él se calientan antes que el agua (debido a su alto calor específico) ocurre un movimiento ascensional de la masa de aire caliente y se establece una circulación diurna que lleva al aire desde la superficie del mar hacia tierra, ésta es la **brisa de mar** o virazón que presenta su máxima intensidad al mediodía (Figura 8.12, izquierda). Durante la noche, el suelo y el aire en contacto se enfrían antes que el agua y se establece una circulación que lleva al aire desde la superficie de la tierra hacia el mar, ésta es la **brisa de tierra** cuya máxima intensidad ocurre al amanecer (Figura 8.12, derecha).

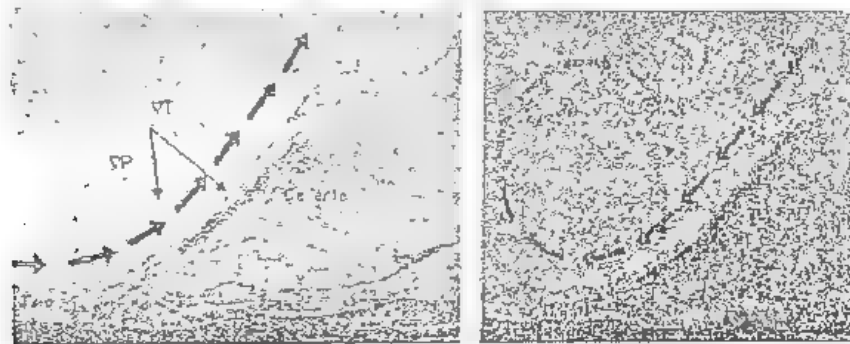


Brisa de mar

Brisa de tierra

Figura 8.12: Circulación tipo brisas de costa (Atlas de Meteorología 1979)

- Brisas de Montaña: **durante el día** se calienta más el aire en contacto con la ladera de la montaña que el aire (en el mismo plano horizontal, altitud y nivel) alejada de la ladera, dentro del valle de tal forma que al mediodía el gradiente de temperatura apunta hacia la ladera y se establece una circulación de aire subiendo desde el fondo del valle hacia arriba por la ladera, ésta circulación es conocida como **brisa de Valle** (Figura 8.13, izquierda). **Durante la noche** la ladera y el suelo en contacto con ella se enfrían rápidamente y el gradiente de temperatura apunta hacia el espacio (en



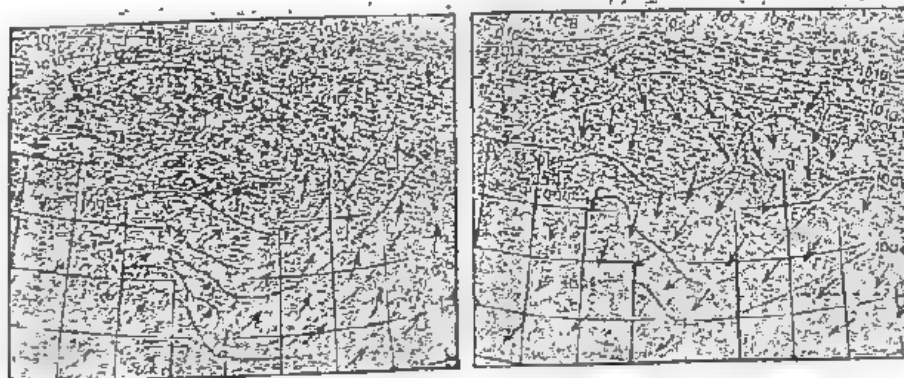
dirección perpendicular a la ladera), la circulación que se establece hace fluir el aire por la ladera hacia el fondo del valle, ésta circulación es conocida como: **brisa de ladera** (Figura 8.13, derecha).

Brisa de Valle

Brisa de Ladera

Figura 8.13: Circulación tipo brisa de Montaña (adaptado del Atlas de Meteorología 1979)

- Circulación Monzónica: Los monzones del árabe "mausim", que significa "estación del año", son vientos estacionales basados en la diferente capacidad calorífica del continente Asiático en compensación con el Océano. En el **verano** el continente se calienta más que el océano adyacente y los vientos húmedos del suroeste ingresan al continente dando origen al **Monzón de Verano** o del Suroeste (Figura 8.14, izquierda). **El Monzón de Invierno** o del noreste, sopla del continente al mar (Figura 8.14, derecha).



Monzón de verano o del Suroeste Monzón de invierno o del Noreste

Figura 8.14: Circulación Monzónica (Atlas de Meteorología 1979)

8.5 Distribución horizontal de los sistemas de presión atmosférica

La distribución horizontal de los sistemas de presión a nivel del global se expresan en la Figura 1.5 con su respectiva explicación:

La circulación general de la atmósfera puede definirse:

- Una franja de poco viento y presión relativamente baja, denominada las **calmas ecuatoriales**. El aire en ésta región asciende y al hacerlo se enfría, el vapor de agua que contiene se condensa formando nubes de tormenta, llamadas cúmulonimbos, se observan precipitaciones y tormentas, en ésta franja se ubica la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que tiene un desplazamiento hacia el sur en el verano del hemisferio sur y un desplazamiento hacia el norte en el verano del hemisferio norte.
- A ambos lados de las calmas ecuatoriales soplan los vientos **Alisios**, del noreste en el hemisferio Norte y del sudeste en el hemisferio sur. Abarcan una zona de aproximadamente 30°.
- Alrededor de los 30° de latitud, se encuentran las calmas de Ross, en donde se encuentran los Altas subtropicales semipermanentes, en donde el aire es calentado por subsidencia, lo cual determina la ausencia de precipitaciones y la presencia de los grandes desiertos del mundo.
- Entre los 30° y 60° de latitud tenemos los vientos del **Oeste**, en ésta región se tiene contraste meridional térmico, lo cual conlleva a tener masas de aire de distinta temperatura y humedad formándose los frentes y sus fenómenos asociados con son las lluvias, tormentas, ráfagas y chubascos.
- Entre 60° y hacia los polos predominan los vientos del este. Hacia los 60° predominan las Bajas presiones es la zona donde transitan los ciclones extratropicales y subpolares originando intensas tormentas.
- En los 90°, los polos la presión vuelve a subir y tenemos las Altas polares, en donde el tiempo atmosférico es apacible y el frío es intenso.

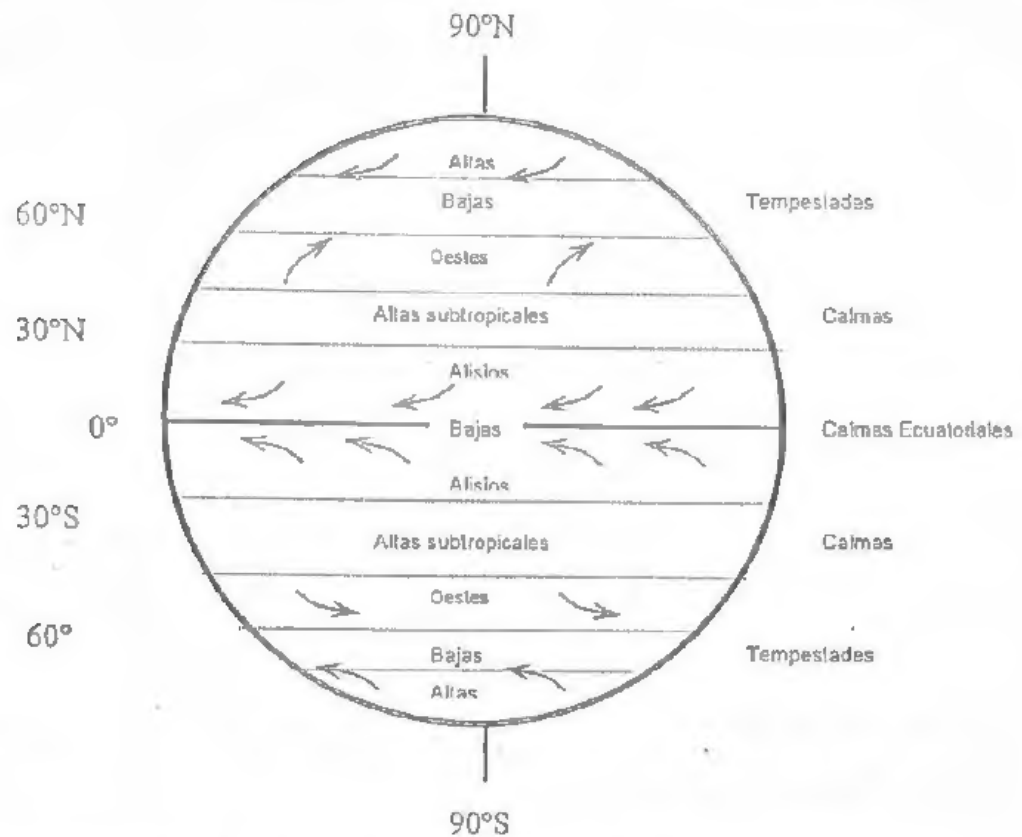


Figura 8.15: Distribución horizontal de los sistemas de presión y vientos zonales en superficie

8.6 Corriente en Chorro

La Organización Meteorológica Mundial (OMM) define la corriente en chorro de la siguiente manera: "Corriente tubular aplastada, casi horizontal cerca de la tropopausa, centrada en una línea de máxima velocidad y caracterizada por fuerte cizalladura horizontal y vertical del viento. La velocidad máxima debe ser superior a 60 nudos".

La corriente en chorro fue descubierta por Palmen (1946) producto de observaciones en las operaciones aéreas en el Pacífico durante la segunda guerra mundial. Los americanos en sus ataques aéreos al Japón notificaban anómalos y fortísimos vientos del oeste en la alta tropósfera que alteraban el plan de vuelo.

Las dimensiones de una corriente en chorro son:

Longitud	: 10^3 km o más.
Anchura	: 10^2 km o más.
Espesor	: 1 km o más.
Cizalladura vertical	: del orden de 10 a 20 nudos por km.
Cizalladura horizontal	: del orden de 10 nudos por 100 km

Para Nammlas el chorro se forma en una región de confluencia donde existe un gradiente de temperatura (Figura 8.16)

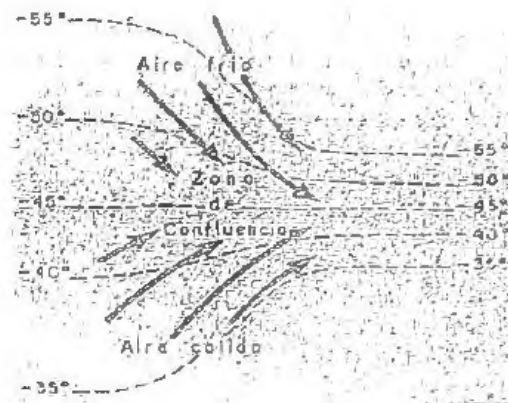


Figura 8.16: Formación del chorro por confluencia

8.7 Viento Foehn

El viento Foehn es un viento seco y caliente que fluye a sotavento de la montaña, el efecto inmediato es el aumento de la temperatura y el descenso de la humedad y fue primeramente advertido en los Alpes, en España debido a que su orografía es orientada de E a W, se produce Foehn tanto con viento norte como viento del sur.

8.8 Problemas

- 1.- El viento geostrófico se desplaza:
 - a) Paralelo al gradiente de presión.
 - b) **Perpendicular al gradiente de presión.**
 - c) De oeste a este en el hemisferio norte.
 - d) Paralelo a la fuerza de Coriolis.
 - e) N.A
- 2.- Cual de los siguientes movimientos no afecta el movimiento:
 - a) Fricción
 - b) Gradiente de presión
 - c) Coriolis
 - d) **Aceleración lineal**
 - e) N.A
- 3.- La fuerza del gradiente de presión es aquella que:
 - a) Está dirigida de bajas a altas presiones.
 - b) **Esta dirigida de altas a bajas presiones.**
 - c) Provoca los movimientos de subsidencia.
 - d) Produce la destrucción de la capa de ozono.
- 4.- Con relación al Anticiclón del Pacífico sur se puede afirmar:
 - a) **Es una región de alta presión.**
 - b) **Su giro es antihorario.**
 - c) Las líneas de flujo son convergentes.

d) Todas son correctas.

5.- En las siguientes proposiciones indique V o F y marque su alternativa correcta:

- () En la región ecuatorial predominan las zonas de bajas presiones.
- () En la región subtropical predominan las zonas de altas presiones.
- () En las zonas polares predominan los centros de bajas presiones.

a) VVV

b) VVF

c) FFF

d) FVV

e) N.A

6.- Con respecto a la corriente en chorro se puede afirmar:

- a) Es un viento que se desplaza de e a W en el hemisferio sur.
- b) Es un viento gradiente
- c) Es u viento geostrófico
- d) Es un viento alisio
- e) N.A.

7.- Si observamos el mismo gradiente de presión a los 20° S y a los 70° S de latitud, el viento geostrófico a 20°S será:

- a) Más débil que a los 70°S de latitud.
- b) Más intenso que a los 70 ° S de latitud.
- c) Igual que a los 70°S de latitud.
- d) Cero
- e) N.A

8.8 Bibliografía

Ledesma M.

Meteorología aplicada a la aviación.
Paraninfo, 1984. Madrid.